F 1578

66 9-04-001

ACADEMIA REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA

R

REFERAT

STUDII ȘI CERCETĂRI DE GEOLOGIE GEOFIZICĂ GEOGRAFIE

R-S-49

GEOFIZICĂ

1

TOMUL 14

1976

EDITURA ACADEMIEI REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA

ACADEMIA REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA

Comitetul de redacție

Redactor responsabil:

Acad. SABBA ȘTEFĂNESCU

Redactor responsabil adjunct:

Prof. LIVIU CONSTANTINESCU, membru corespondent al Academiei Republicii Socialiste România

Membri:

Prof. IULIAN GAVĂT, membru corespondent al Academiei Republicii Socialiste România, Prof. RADU BOTEZATU, membru corespondent al Academiei Republicii Socialiste România, Prof. ALEXANDRU GRIGORIU, DRAGOMIR ROMANESCU, MARIUS VISARION

Secretar științific de redacție: DOREL ZUGRĂVESCU

Toute commande de l'étranger pour les travaux parus aux Editions de l'Académie de la Republique Socialiste de Roumanie sera adressée à ILEXIM Departamentul Export-Import Presă, PO Box 136—137 — telex: 11226, București, str. 13 Decembrie nr. 3.

În țară abonamentele se primesc la oficiile poștale, agențiile poștale, factorii poștali și difuzorii de presă din întreprinderi și instituții. Revistele se pot procura (direct sau prin poștă) și prin PUNCTUL DE DESFACERE din cadrul Editurii Academiei.

Manuscrisele, cărțile și revistele pentru schimb, precum și orice altă corespondență, se trimit la Comitetul de redacție al revistei pe adresa: București, str. 13 Decembrie nr. 19, sector 7, tel. 135526.

EDITURA ACADEMIEI REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA
București, Calea Victoriei 125, sector 1, tel. 50 76 80

STUDII ŞI CERCETĂRI

DE

GEOLOGIE
GEOFIZICĂ
GEOGRAFIE

GEOFIZICĂ

TOM. 14, Nr. 1 1976

SUMAR

Prof. dr. ALEXANDRU GRIGORIU 3

DORIN GH. POPOVICI 5

RADU BOTEZATU, EFTIMIE PĂNOIU, Reţeaua gravimetrică a Republicii Socialiste România. IV. Consideraţii asupra preciziei reţelei gravimetrice de ordinul I a Republicii Socialiste România 7

DUMITRU ENESCU, ANCA GEORGESCU, O teorie spectrală a surselor seismice şi formule pentru determinarea parametrilor focarelor de cutremure. 15

ŞTEFAN AIRINEI, Idei privind integrarea teritoriului României în conceptul tectonicii plăcilor 27

L. PAVELESCU, G. POP, G. AILENEI, I. CRISTEA, M. SOROIU, Evoluţia nucleului cristalin al Carpaţilor Orientali în lumina datărilor radiometrice 39

ELENA DECU, DOINA GRIMANI, ŞTEFAN ZAREA, ALEXANDRU GRIGORIU, Formele cristaline ale zăpezii şi condiţiile termodinamice din stratul generator din nor, în iarna 1971—1972 49

D. PARASCHIV, M. CRISTIAN, Cu privire la regimul geotermic al unităţilor structurale de interes pentru hidrocarburi din România 65

LIVIU FLORIAN POP, Analize expeditive prin fluorescenţă X pentru determinarea concentraţiilor de cupru din mineralizaţii cuprifere 75

RAUL DOROBANŢU, DOREL ZUGRĂVESCU, Baza de timp electronică pentru staţiile de înregistrare a mareelor terestre 85

DAN ZORILESCU, Aplicaţii ale probabilităţilor geometrice şi numerelor aleatoare în geofizică 91

V. VÂJDEA, I. STOICA, Cercetări geoelectrice pentru mineralizaţii de sulfuri polimetalice în regiunea Moldova Nouă — Stînăpari 105

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., GEOFIZICĂ, T. 14, NR. 1, P. 1–164, BUCUREŞTI, 1976

CRISTIAN MIHAIL, Prelucrarea statistică la calculator a datelor geofizice și geochimice, în vederea ameliorării raportului semnal util/zgomot . . . 119

LIVIU-FLORIAN POP, RADU ȘERBAN CONSTANTINESCU, Analiza elementelor din probe geologice prin spectrometria radiațiilor *X* de fluorescență, utilizînd detectoare cu Si(Li) 133

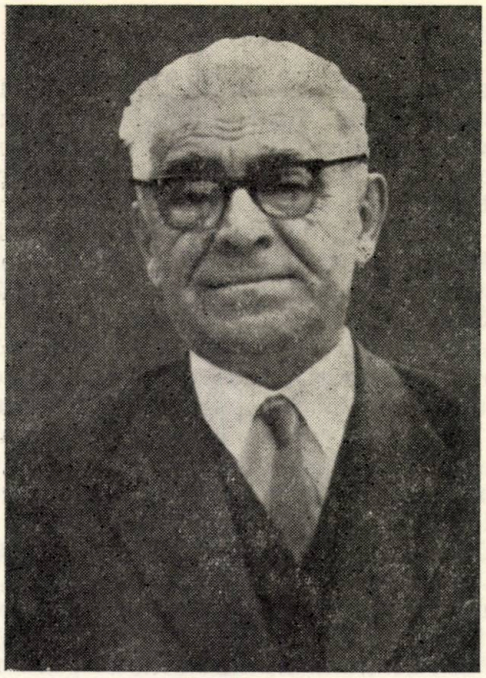
Referate și dări de seamă

ȘERBAN VELICIU, Utilizarea calculatoarelor numerice și analogice la rezolvarea problemelor prospecțiunilor geotermice 141

SABBA ȘTEFĂNESCU, A XVI-a Adunare Generală a Uniunii Internaționale de geodezie și geofizică (Grenoble, aug.-sep. 1975) 159

D. ENESCU, Simpozionul „Unde de suprafață și oscilații libere ale Pămîntului" (Mamaia, 23—30 sep. 1975) 163

OBSZÁGOS MŰSZAKI KÖNYVTÁR ÉS DOKUMENTÁCIÓS CENTRUM 1883



Prof. dr. ALEXANDRU GRIGORIU

1909—1975

Comitetul de redacţie al revistelor de geofizică ale Academiei R. S. România aduce un ultim omagiu prof. dr. Alexandru Grigoriu, exprimîndu-şi aprecierea pentru activitatea desfăşurată în calitate de membru, responsabil pentru domeniul meteorologiei şi fizicii atmosferei.

Născut la Galaţi la 14 septembrie 1909, după absolvirea liceului teoretic din localitate se înscrie la Facultatea de ştiinţe din Bucureşti, secţia Fizico-chimice, pe care o termină în 1932.

În 1936 intră în Institutul meteorologic, unde a funcţionat 20 de ani, iar din 1944, în paralel, începe şi activitatea didactică universitară în domeniul meteorologiei şi fizicii atmosferei, încadrat la Facultatea de ştiinţe a Universităţii din Bucureşti, ulterior la Facultatea de matematică şi fizică, respectiv la Facultatea de fizică a Universităţii din Bucureşti. A predat cursuri de fizica atmosferei şi meteorologie, de termodinamică şi electricitate şi, în afara Universităţii, la Institutul de construcţii, un curs de fizică generală.

În expunerea lecţiilor sale a arătat o permanentă grijă pentru fundamentarea teoretică riguroasă, mergînd adeseori foarte departe în încadrarea matematică a problemelor complexe ale fizicii atmosferei şi meteorologiei, avînd totuşi în vedere şi finalitatea aplicării practice a soluţiilor lor şi a rezultatelor observaţiilor.

Preţuirea noastră pentru omul de ştiinţă Alexandru Grigoriu ne obligă la a scoate în relief ecoul pe care l-au trezit cercetările acestuia

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., GEOFIZICĂ, T. 14, NR. 1, P. 3—4, BUCUREŞTI, 1976

în cercurile internaţionale de specialitate. Abordînd numeroase şi variate probleme ale meteorologiei şi fizicii atmosferei, în cadru experimental şi de observaţie ca şi în cadru conceptual şi teoretic, omul de ştiinţă Alexandru Grigoriu a adus în cercetarea lui o solidă pregătire profesională, o vastă documentare ţinută mereu la zi, o remarcabilă îndemînare de experimentator şi observator, un vioi spirit de investigaţie precum şi o bogată imaginaţie creatoare asociată cu un prudent spirit critic. Fericita îmbinare a unor asemenea elemente, dozate cu discernămînt după natura şi amploarea problemei cercetate explică eficacitatea investigaţiilor efectuate de către prof. Alexandru Grigoriu. Această eficacitate se manifestă elocvent în numeroasele lucrări publicate, în aplicaţiile lor şi în prelungirile pe care le-au avut pe plan internaţional. Ele au trezit interes, au provocat discuţii, au sugerat continuări şi au adus aprecieri pozitive din partea unor indiscutabile competenţe internaţionale, atît pentru aportul lor direct la patrimoniul ştiinţific cît şi pentru stimularea ideilor şi cercetărilor în domeniile în care se situau.

Fără îndoială, activitatea de cercetare nu se poate despărţi niciodată de celelalte manifestări ale unui om de ştiinţă, în particular de aceea didactică, în care cercetătorul intervine prin dezvoltări preferenţiale, prin elemente personale şi mai ales ca şef de şcoală. Pe de altă parte şi profesorul se resimte în manifestările cercetătorului, cu deosebire în investigaţiile în echipă, tot ca şef de şcoală. Acesta este şi cazul celui acum dispărut dintre noi.

De o diversitate extremă ca tematică, amploare sau caracter, cercetările profesorului Alexandru Grigoriu prezintă în comun, alături de calităţile evidente ale unei experienţe îndelungate, compatibilă doar cu o maturitate bine stabilită, toate atributele pozitive ale tinereţii. Acesta este lucrul cel mai izbitor în toată activitatea ştiinţifică — şi desigur şi în cea didactică — a celui dispărut: permanenta tinereţe sufletească. Tînăr prin sociabilitate şi spirit de echipă — ceea ce ni l-a făcut atît de apropiat — tînăr prin permanentul entuziasm pentru cercetare, tînăr prin vibraţia şi receptivitatea la tot ce e nou, tînăr prin vioiciunea şi mobilitatea ideilor, tînăr prin versabilitatea capacităţii de investigaţie, tînăr şi prin extinderea preocupărilor peste frontierele specialităţii. Această tinereţe ne face să simţim şi mai adînc durerea unei despărţiri care şi considerată în cadru strict obiectiv este prematură.

În semn de preţuire a omului de ştiinţă şi profesorului a fost ales preşedinte al secţiei de fizica atmosferei şi meteorologie din Comitetul naţional român de geodezie şi geofizică, membru în Comisia de cercetări spaţiale din CNST, membru în Consiliul naţional de astronomie, membru în Consiliul ştiinţific al Facultăţii de fizică şi în sfîrşit conducător ştiinţific al doctoranzilor în fizica atmosferei şi meteorologie.

Golul pe care-l lasă dispariţia prof. Alexandru Grigoriu este cu atît mai adînc resimţit în toate aceste numeroase domenii, în care şi-a desfăşurat activitatea.

DORIN GH. POPOVICI

(1926—1975)

S-a stins din viaţă, după o scurtă şi grea suferinţă, la 12 octombrie 1975, Ing. Dorin Popovici, în floarea vîrstei, pe culmea puterii creatoare.

Dorin Popovici a văzut lumina zilei în Bucureşti, la 5 aprilie 1926. Şcoala primară şi liceul le urmează între anii 1932—1944, în Bucureşti. În primăvara anului 1944 este admis student la Facultatea de mine şi metalurgie a Şcolii Politehnice din Bucureşti, pe care o absolvă în iunie 1949, cu calificativul *cum laudae*.

Remarcat şi recomandat de profesorii Gh. Macovei şi Gh. Murgeanu, este angajat din noiembrie 1948, diurnist la fostul Institut geologic al Acad. P.P.R., la Serviciul de geofizică. Aici avea să beneficieze de îndrumarea atentă a prof. Mircea Socolescu, şeful Secţiei de gravimetrie. Geofizicii avea să-i închine toată viaţa, cu pasiune şi dăruire. După completarea stagiului de începător geofizician, în anul 1949, vor urma între anii 1950—1960 alte 12 campanii, timp în care a condus în calitate de şef de formaţie, lucrări de prospecţiuni gravimetrice iar din 1955 lucrări complexe gravimetrice-magnetometrice, în numeroase regiuni ale ţării şi pentru numeroase obiective geologice: structuri petrolifere, masive de sare, minereu de fier, minereuri complexe asociate eruptivului neogen ş.a. Rezultatele acestei activităţi se găsesc consemnate în 22 de rapoarte tehnico-ştiinţifice. Materialul de teren îl valorifică, singur sau în colaborare, sub forma a 10 comunicări ştiinţifice şi publicaţii de înaltă ţinută ştiinţifică. Înscris pentru obţinerea titlului de doctor-inginer, îşi trece examenele cu calificative maxime; moartea l-a surprins, după o lungă perioadă

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., GEOFIZICĂ, T. 14, NR. 1, P. 5—6, BUCUREŞTI, 1976

de studii teoretice și aplicative, în faza de sfîrșit a redactării tezei, care urma să poarte titlul „*Determinarea suprafeței de separație dintre formațiunile geologice pe baza anomaliilor gravității*".

Între anii 1963—1973 a fost șeful Secției de prospecțiuni gravimetrice din I.G.P.S.M.S., aflată în prezent în structura Ministerului Minelor, Petrolului și Geologiei. Exemplu de corectitudine și de modestie, temeinica sa cultură generală și de specialitate, devotamentul pentru știință și pentru progresul geofizicii românești, l-au impus ca pe o autoritate în profesiunea sa. Dînd totdeauna exemplul, fără ostentație, a fost preocupat de instaurarea și menținerea unui climat de muncă disciplinată, atît de necesară lucrărilor în colective, pentru obținerea de rezultate cît mai bune. În această calitate și-a putut valorifica calitățile de pedagog, contribuind la formarea și pregătirea profesională a numeroși tehnicieni și ingineri din cîmpul lui de activitate.

Între anii 1951 și 1954, a activat, în paralel, ca cercetător științific la Institutul de fizică al Academiei R.P.R., Secția de geofizică. Asociat colectivului condus de prof. Mircea Socolescu, va participa neîntrerupt încă mulți ani la rezolvarea unor probleme fundamentale de gravimetrie cu aplicații la teritoriul României (corecții izostatice, anomalii reziduale, discontinuitatea Moho, structura scoarței, măsurători pendulare etc.), concretizate în șapte publicații de mare valoare științifică și cu numeroase implicații practice.

Prezența lui Dorin Popovici la viața științifică a geofizicii românești este atestată și de alte lucrări publicate în urma comunicării lor la reuniuni internaționale, precum și prin prelegeri cu tematică de specialitate, ținute în cadrul unor cicluri organizate de A.S.I.T. (1952) și Acad. R.P.R. (1955), audiate și apreciate elogios de numeroși specialiști.

Dorin Popovici a avut și o bogată activitate didactică. A funcționat o scurtă perioadă (1949—1950), ca preparator și apoi ca asistent la Catedra de geologie generală și stratigrafie a Institutului de mine din București. Între anii 1962—1975, a fost profesor la Școala postliceală de geologie, unde a predat fără întrerupere cursul de „Gravimetrie și prospecțiuni gravimetrice". Între aceste două perioade, timp în care a fost absorbit integral de activitatea de teren, a îndrumat cu multă competență, zeci de studenți geofizicieni repartizați pentru practica de specializare la formațiunile de teren pe care le conducea. În calitate de profesor la Școala postliceală de geologie, a redactat și publicat cursul *Prospecțiuni gravimetrice* (1969). Această lucrare de mari proporții constituie, prin calitatea materialului selectat și claritatea expunerii, un alt exemplu de cum înțelegea Dorin Popovici să se dăruiască unei activități încredințate.

Cei peste 25 de ani închinați profesiunii de geofizician, calitățile deosebite ca dascăl și îndrumător, spiritul de colaborare și de dăruire sînt un model pentru geofizicienii tineri, și nu numai pentru ei. Acești ani, precum și întreaga lui viață, modestă și discretă, îi vor cinsti memoria și-i vor duce mai departe opera intrată de mult în circuitul ideilor și realizărilor geofizicii românești.

Ștefan Airinei
Traian Cristescu
Ion Popea
Miron Popescu

REȚEAUA GRAVIMETRICĂ A REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA. IV. CONSIDERAȚII ASUPRA PRECIZIEI REȚELEI GRAVIMETRICE DE ORDINUL I A REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA

DE

RADU BOTEZATU și EFTIMIE PĂNOIU

Universitatea din București

În cadrul participării statului nostru la vastul program de colaborare internațională ocazionată de Anul Geofizic Internațional 1957—1958 și, totodată, pentru a răspunde necesității de creare a unui sistem coherent și unitar de puncte de sprijin pentru legarea tuturor măsurătorilor gravimetrice efectuate în cadrul lucrărilor de prospecțiune prin această metodă geofizică, care să asigure și elaborarea în bune condițiuni a hărții gravimetrice a teritoriului român, Academia Republicii Socialiste România împreună cu fostul Comitet Geologic au decis și creat mijloacele pentru realizarea unei rețele gravimetrice de ordinul I măsurată cu gravimetrul static.

În perioada 1955—1957 s-a realizat analiza și proiectarea acesteia (Botezatu, 1958) și au fost efectuate măsurători cu gravimetrul Nörgaard TNK 1380 utilizînd transport aerian pentru determinarea rețelei gravimetrice de Ordinul I a Republicii Socialiste România. Rezultate parțiale, privind triangulația principală cu stație centrală situată pe unul din aeroporturile din vecinătatea Orașului București, precum și triangulația auxiliară pentru legarea acesteia de Stația gravimetrică fundamentală de la Observatorul geofizic Surlari și de prima stație de pendul de la București-Roșu, reprezentînd rezultatele măsurătorilor din anii 1956 și 1957, au fost deja publicate (Botezatu, 1961). Cu această ocazie s-a făcut o primă compensare simultană a celor două rețele prin metoda corelatelor, în ipoteza că măsurătorile pe laturi sînt de egală precizie, obținîndu-se corecții care au variat între —0,13 mgal și + 0,11 mgal pe cele 37 laturi ale celor două rețele. În cele ce urmează aceasta va fi denumită „Compensarea întîia". Tot în această perioadă au fost stabilite unele elemente legate în parte indirect de rețeaua gravimetrică de Ordinul I dar necesare valorificării în bune condițiuni a acesteia (Constantinescu și Botezatu, 1963; Botezatu și Ștefănescu, 1963).

În cursul anului 1958, R. Botezatu a mai efectuat măsurători pe alte 18 laturi de rețea, introducînd, prin drumuiri cu plecare și control pe stații de triangulație, încă 8 stații de Ordinul I și, de asemenea, o serie de legături suplimentare, încrucișate, cu caracter de verificare.

Astfel a fost realizat un ansamblu unitar de 30 stații gravimetrice de Ordinul I conținînd 48 de laturi care constituie 26 figuri închise independente din care 19 triunghiuri, 5 patrulatere și 2 pentagoane. Configurația geometrizată a acestei rețele este prezentată în figura 1. Toate

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., GEOFIZICĂ, T. 14, NR. 1, P. 7—13, BUCUREȘTI, 1976

staţiile aparţinînd acestei reţele au fost bornate, iar caracteristicile topografice stabilite cu precizia necesară (Sturdza, 1959).

Au fost create în modul acesta posibilităţi de a efectua noi compensări simultane, luînd la data aceasta în consideraţie toate rezultatele măsurătorilor pe reţeaua gravimetrică de Ordinul I a Republicii Socialiste România. Astfel de compensări au fost efectuate ulterior în mai multe

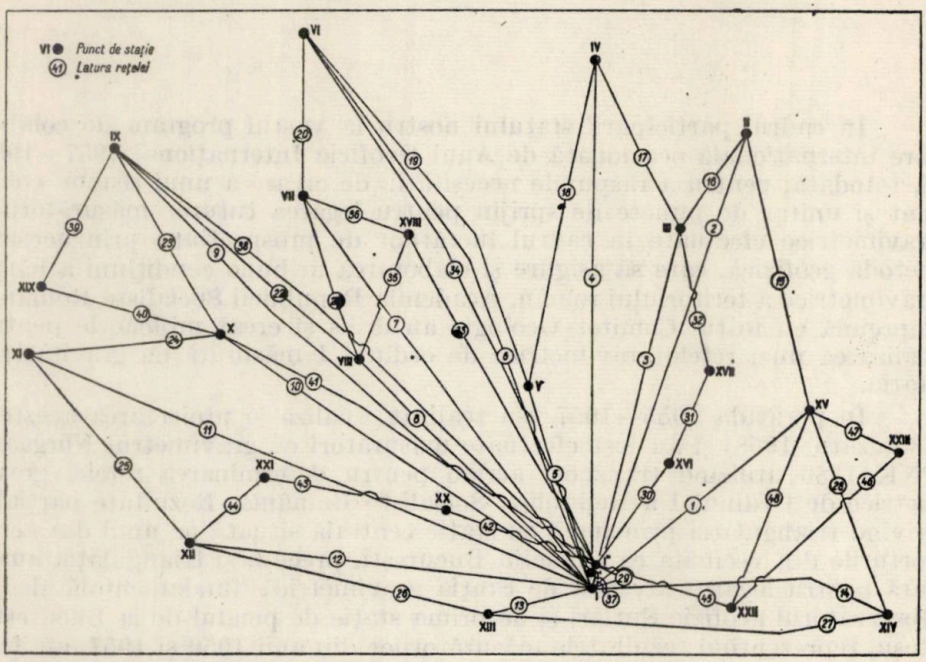


Fig. 1. — Schema configuraţiei geometrizate a reţelei gravimetrice de Ordinul I a Republicii Socialiste România.

etape, în ipoteze diferite ; rezultatele obţinute au fost comunicate în sesiuni ştiinţifice în două ocazii dar nu au fost publicate (Botezatu şi Pănoiu, 1967 ; Botezatu şi Pănoiu, 1970).

În lucrarea de faţă autorii şi-au propus să discute semnificaţia şi distribuţia erorilor reţelei gravimetrice de Ordinul I care conturează gradul de precizie al valorilor de gravitate determinate în punctele acestei reţele, bazîndu-se pe rezultatele obţinute în urma a două astfel de compensări simultane globale.

* * *

Ipoteza de la care s-a plecat pentru aceste compensări este aceea că determinarea diferenţelor de gravitate pe laturile reţelei de Ordinul I s-a făcut cu precizie inegală. Această ipoteză este justificată de faptul că eroarea medie pătratică a diferenţelor de gravitate măsurată, M în notaţia lui Gauss, variază pe laturile reţelei între valorile limită de $\pm$ 0,0200 mgal şi $\pm$ 0,3350 mgal.

Plecînd de la aceste date s-a folosit metoda de calcul a corelatelor cu coeficienți de pondere pentru măsurători condiționate de precizie inegală, coeficienții de pondere fiind determinați după relația

$$p_i = \frac{1}{M_i^2} \tag{1}$$

cu condiția suplimentară

$$\sum_1^n p_i = 1 \cdot \tag{2}$$

Valorile obținute pentru $1/p_i$ s-au înscris între limitele de 0,000262 și 0,117367.

Notînd cu

$$(\Delta g_i) = \Delta g_i + v_i$$

în care (Δg_i) reprezintă valorile cele mai probabile ale diferențelor de gravitate care satisfac ecuațiile de condiție, Δg_i valorile cele mai probabile obținute din măsurători, iar v_i erorile reziduale, ecuațiile de condiție au forma :

$$\sum_1^n (\Delta g_i) = 0 \tag{4}$$

iar ecuațiile de erori corespunzătoare

$$\sum_1^n v_i + w_j = 0 \tag{5}$$

în care n reprezintă numărul de laturi a figurii închise pentru care se scrie ecuația de condiție, iar w_j diferența de închidere pe figuri folosind valorile medii ale diferențelor de gravitate pe laturi și care au variat între limitele de $-0{,}21$ mgal și $+0{,}20$ mgal.

Este de precizat că, avînd în vedere schema de ansamblu a rețelei gravimetrice de ordinul I, $i = 1, 2, 3, \ldots, 48$ iar $j = 1, 2, 3, \ldots, 26$.

Cele 26 figuri închise au permis construirea a două sisteme de ecuații independente de condiție cu 48 de necunoscute, în aceeași ipoteză, diferența dintre ele constînd în structura ecuațiilor datorită perimetrelor diferite ale figurilor luate în considerare. În cele ce urmează mai departe acestea vor fi denumite „compensarea a doua" și „compensarea a treia".

Din ecuațiile de erori cu structura reprezentată de relația (4) și folosind ponderile p_i au fost construite două sisteme de ecuații normale, conținînd fiecare 26 ecuații cu 26 necunoscute, de forma :

$$\begin{aligned} \left[\frac{a\,a}{p}\right] k_1 + \left[\frac{a\,b}{p}\right] k_2 + \ldots + w_1 = 0 \\ \left[\frac{a\,b}{p}\right] k_1 + \left[\frac{b\,b}{p}\right] k_2 + \ldots + w_2 = 0 \end{aligned} \tag{6}$$

în care $k_j = 1, 2, 3, \ldots, 26$) reprezintă corelatele sau multiplicatorii lui Lagrange, a_i coeficienţii primei ecuaţii, b_i coeficienţii celei de-a doua ş.a.m.d.

Introducînd valorile numerice ale ponderilor p_i sistemele normale au coeficienţii de tipul

$$C_{11} = \left[\frac{a\,a}{p}\right]$$
$$C_{22} = \left[\frac{b\,b}{p}\right] \tag{7}$$

iar rezolvarea acestora a condus la determinarea valorilor multiplicatorilor k_j care s-au înscris între limitele de $-9{,}571344499$ şi $+\ 9{,}186200170$ pentru compensarea a doua, iar pentru a treia între limitele de $-\ 8{,}986677$ şi $-\ 8{,}055715$.

Cu ajutorul multiplicatorilor k_j s-au determinat erorile reziduale folosind relaţii de tipul

$$\begin{aligned} p_1v_1 &= a_1k_1 + b_1k_2 + c_1k_3 + \ldots \\ p_2v_2 &= a_2k_1 + b_2k_2 + c_2k_3 + \ldots \\ &\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots \\ &\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots \end{aligned} \tag{8}$$

iar controlul determinării acestora, s-a făcut pe baza relaţiei

$$[p \cdot v \cdot v] = -\,[kw]. \tag{9}$$

Corecţiile c_i sînt egale cu $-v_i$ şi au valori cuprinse între limitele de $-0{,}130076$ mgal şi $+\ 0{,}180367$ mgal. Cu aceste valori ale corecţiilor au fost compensate diferenţele de gravitate pe laturile reţelei conform relaţiei

$$(\Delta g_i) = \Delta g_i + c_i. \tag{10}$$

* * *

Avînd în vedere că 28 dintre laturi sînt comune celor trei compensări este posibilă o comparaţie şi anume : pentru prima compensare, în ipoteza unor măsurători de egală precizie erorile variază între $-0{,}1305$ mgal şi $+\ 0{,}1147$ mgal, iar pentru cea de-a doua şi a treia compensare variază între limitele de $-0{,}1804$ mgal şi $+\ 0{,}1301$ mgal. În primul caz, 13 erori sînt negative şi 15 erori pozitive, iar în celelalte două cazuri avem tot 13 erori negative şi 15 erori pozitive. Din graficul prezentat în figura 2, care se referă la toate cele 48 laturi ale reţelei de Ordinul I, reies deocamdată cîteva concluzii importante şi anume :

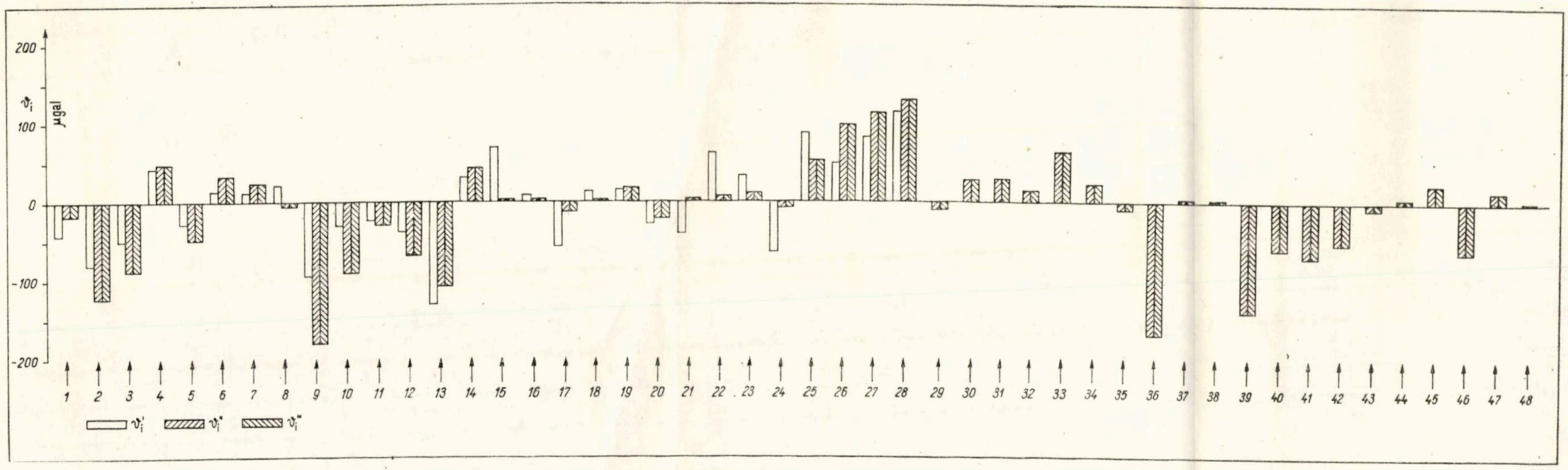
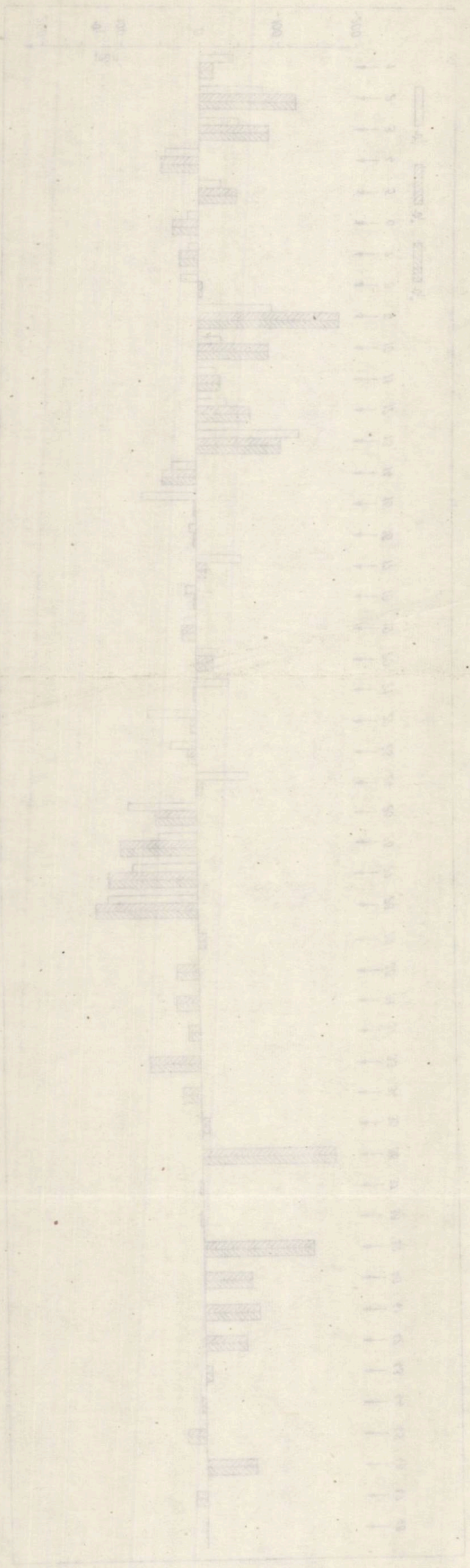


Fig. 2. — Repartiția, sensul și mărimea erorilor pe laturile rețelei gravimetrice de Ordinul I a Republicii Socialiste România, prezentate diferențiat pe cele trei compensări simultane.



— intervenția celor 20 laturi în plus față de cele 28 ale triangulației cu stație centrală conduce la o mai bună echilibrare a erorilor pe întreaga rețea;

— deși există unele schimbări de semn, numărul erorilor pozitive și negative rămîne același pe laturile triangulației și este comparabil, ceea ce arată caracterul nesistematic al acestora;

— compensările a doua și a treia conduc la rezultate identice.

Aceste concluzii sînt întărite de graficul din figura 3 în care este prezentată modificarea valorilor de gravitate în punctele triangulației, din care reiese că acestea nu depășesc în valoare absolută 0,08 mgal, avînd de data aceasta 14 diferențe negative și 14 pozitive.

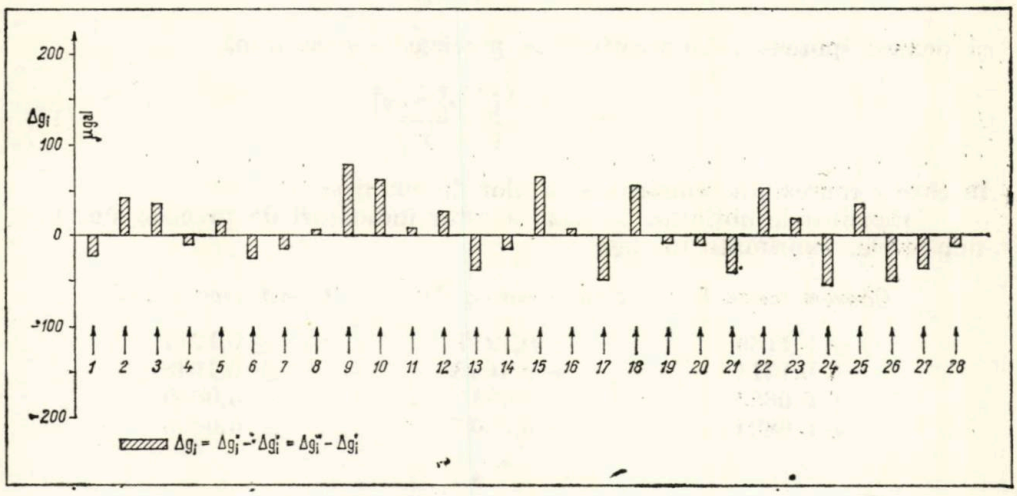


Fig. 3. — Modificarea valorilor de gravitate compensată în punctele triangulației cu stație centrală după compensările în ipoteza unor măsurători cu precizie inegală.

Pentru a realiza o analiză cît mai completă a preciziei rețelei gravimetrice de Ordinul I a Republicii Socialiste România, au fost calculate de asemenea următoarele erori:

— Eroarea medie pătratică a închiderii unei figuri, conform relației

$$m_\Delta = \pm \sqrt{\frac{[v\,v]}{n}} \qquad (11)$$

în care n este numărul figurilor.

— Valoarea medie a erorii medii pătratice a unei diferențe de gravitate, dedusă din relația:

$$m_s = \pm \sqrt{\frac{[M\,M]}{m}} \qquad (12)$$

în care m este numărul laturilor.

— Eroarea medie pătratică a diferenței de gravitate obținută din închiderea figurilor, în baza relației

$$m_{s\Delta} = \pm \sqrt{\frac{[w\,w]}{3n}}. \tag{13}$$

— Eroarea medie pătratică a diferenței de gravitate care reiese din compensare calculată pentru ipoteza măsurătorilor de egală precizie după formula :

$$m_v = \pm \sqrt{\frac{[v\,v]}{r}} \tag{14}$$

și pentru ipoteza măsurătorilor de precizie inegală după

$$m'_v = \pm \sqrt{\frac{[p \cdot v \cdot v]}{r}} \tag{15}$$

în care r reprezintă numărul ecuațiilor de condiție.

Rezultatele obținute pe baza acestor indicatori de precizie sînt următoarele, exprimate în mgal :

Compensarea I	*Compensarea II*	*Compensarea III*
± 0,1186	± 0,1217	± 0,1217
± 0,1311	± p,1048	± 0,1048
± 0,0685	± 0,0685	± 0,0685
± 0,0824	± 0,0006	± 0,0006

* * *

Analiza erorilor rețelei gravimetrice de Ordinul I a Republicii Socialiste România pune în evidență, prin mărime, sens și distribuție, caracterul nesistematic al acestora.

Efectuarea compensărilor simultane cu coeficienți de predare modifică sensibil mărimea erorii medii pătratice a diferențelor de gravitate care reiese din compensare și care reprezintă măsura cea mai bună a preciziei rețelei ; valoarea foarte mică a acesteia relevă faptul că se poate conta pe o precizie a valorilor de gravitate compensată în stațiile rețelei care nu depășește dublul valorii acestei erori, respectiv ± 0,0012 mgal, ceea ce reprezintă o precizie ridicată ținînd cont de faptul că rețeaua a fost măsurată cu un gravimetru static de clasa Nörgaard.

Realizarea compensării simultane cu coeficienți de pondere reprezintă un pas înainte la stabilirea unor valori cît mai corecte în stațiile rețelei gravimetrice de ordinul I a Republicii Socialiste România, pe de o parte datorită faptului că s-au întregit într-un tot unitar toate măsurătorile efectuate pînă în prezent, mărind numărul stațiilor de la 22 la 30 și, pe de altă parte, deoarece repartizarea erorilor pe laturi s-a făcut într-o ipoteză științifică mai judicioasă ce a ținut cont de eroarea cu care a fost determinată diferența de gravitate pe fiecare latură.

Primit la redacție la 2 iunie 1975.

BIBLIOGRAFIE

1. Botezatu R. (1958), *Considerații asupra realizării unei rețele gravimetrice a R.P.R., prin măsurători cu gravimetrul static.* Buletin topografic, nr. 4, p. 11—24.
2. Botezatu R. (1961), *Rețeaua gravimetrică a* R. P. Române. I. Triangulația *stațiilor gravimetrice de ordinul I a R. P. Române,* Probleme de geofizică. Vol. I, p. 7—96.
3. Constantinescu L și Botezatu R. (1963), *Rețeaua gravimetrică a R.P. Române.* II. *Reducerea efortului de variație diurnă a gravității pentru teritoriul R. P. Române.* Probleme de geofizică. Vol. II, p. 7—18.
4. Botezatu R. și Ștefănescu R. (1963), *Rețeaua gravimetrică a R. P. Române.* III. *Reduceri de cîmp normal după formula internațională pentru teritoriul R. P. Române.* St. și cercet. de geofizică, I, 2, p. 217—237.
5. Botezatu R. și Pănoiu E. (1967), *Semnificația și distribuția erorilor rețelei gravimetrice de Ordinul I a Republicii Socialiste România.* Comunicare la cea de-a X-a Sesiune științifică a cadrelor didactice din Institutul de petrol, gaze și geologie, București.
6. Botezatu R. și Pănoiu E. (1970), *Considerații asupra compensării rețelei gravimetrice de ordinul I din R. S. România.* Comunicare la al VI-lea Simpozion național de prospecțiuni geofizice și fizica scoarței globului, București.
7. Sturdza D. (1959), *Raport asupra lucrărilor de topografie efectuate pe rețelele gravimetrice și magnetice ale R.P.R.* (1956—1959), Arhiva M.M.P.G. (I.G.P.S.M.S.).

THE GRAVITY NETWORK OF THE SOCIALIST REPUBLIC OF ROUMANIA. IV. CONSIDERATIONS ON THE ACCURACY OF THE FIRST-ORDER GRAVITY NETWORK OF THE SOCIALIST REPUBLIC OF ROUMANIA

(ABSTRACT)

The accuracy of the first order gravity network of the Socialist Republic of Romania is discussed as based on three simultaneous compensations of the errors; two main hypotheses regarding their distribution and the least squares method are used. The conclusion arrived at is that the accuracy is very high for the Nörgaard gravity meter used, being comparable to the networks measured in other countries with gravity meters of upper class.

O TEORIE SPECTRALĂ A SURSELOR SEISMICE ŞI FORMULE PENTRU DETERMINAREA PARAMETRILOR FOCARELOR DE CUTREMURE

DE

DUMITRU ENESCU şi ANCA GEORGESCU

Institutul de geologie şi geofizică, str. Caransebeş, 1, Bucureşti

INTRODUCERE

Necesitatea cunoaşterii cît mai detaliate a proceselor ce au loc în focarele cutremurelor de pămînt a condus pe seismologi la cercetări intense în această problemă, cercetări care s-au soldat cu rezultate bogate dar şi contradictorii. În încercarea de a aduce unele contribuţii la metoda de determinare a parametrilor focarelor de cutremure, prezentăm mai jos o teorie spectrală a surselor seismice şi formule pentru evaluarea unora din aceşti parametri.

Pentru rezolvarea problemei am folosit teoria dislocaţiei aşa cum a fost ea tratată de Burgers (1939), Nabarro (1951), Vvedenskaia (1956; 1959) şi Enescu (1961; 1963), teorie pe care am prelucrat-o în termeni ai teoriei transmisiunii informaţiei şi pe baza aplicării teoremei lui Parseval.

O TEORIE SPECTRALĂ A SURSELOR SEISMICE

Orice sursă seismică poate fi modelată cu ajutorul unui sistem care are o intrare, o ieşire şi este caracterizat de un operator Ψ. Stressul $\sigma(t)$ care acţionează în focarul cutremurului este semnalul aplicat la intrarea sistemului iar deplasarea $U(t)$, care reprezintă răspunsul mediului, este semnalul la ieşirea sistemului (fig. 1). Cele două funcţii de timp $\sigma(t)$ şi $U(t)$ au spectrele complexe $S_\sigma(\omega)$ şi $S_U^*(\omega)$.

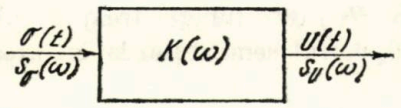


Fig. 1. — Reprezentarea sursei seismice ca sistem de filtrare.

Vom considera că Ψ este un operator liniar şi reprezintă funcţia de transfer a sursei în domeniul timpului sau în cel al frecvenţei. Adică se poate scrie :

$$\Psi[\sigma(t)] = U(\tau) = U_P\left(t - \frac{R}{V_P}\right) + U_S\left(t - \frac{R}{V_S}\right) \qquad (1)$$

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., GEOFIZICĂ, T. 14, NR. 1, P. 15–25, BUCUREŞTI, 1976

sau

$$\Psi[\sigma(t)] = Q_P(r, d, \nu, Y, \rho)\frac{D_P(\theta, \varphi)}{R} f\left(t - \frac{R}{V_P}\right) + \\ + Q_S(r, d, \nu, Y, \rho)\frac{D_S(\theta, \varphi)}{R} f\left(t - \frac{R}{V_S}\right), \tag{2}$$

în care Q_P şi Q_S sînt nişte funcţii ce depind de raza r a suprafeţei de faliere, de mărimea dislocaţiei d şi de parametrii fizici ai mediului în care se află sursa (coeficientul Poisson ν, modulul lui Young Y şi densitatea ρ); D_P şi D_S sînt funcţiile de directivitate ale sursei. Indicii P şi S arată că funcţiile respective se referă la unda P sau la unda S. Mărimile R, θ, φ sînt coordonatele sferice ale unui punct oarecare din mediu situat la distanţa $R > r$.

Dacă se ţine seama de scopul acestei lucrări, decalajele de timp $\frac{R}{V_P}$ şi $\frac{R}{V_S}$ pot fi neglijate. În acest caz, transformata Fourier a relaţiei (2) are forma:

$$S_U(\omega) = S_{U_P}(\omega) + S_{U_S}(\omega) = K(\omega)\, S_\sigma(\omega) = \left[Q_P(r, d, \nu, Y, \rho)\frac{D_P(\theta, \varphi)}{R} + \right. \\ \left. + Q_S(r, d, \nu, Y, \rho)\frac{D_S(\theta, \varphi)}{R}\right] S_f(\omega), \tag{3}$$

în care $S_f(\omega)$ este spectrul complex al funcţiei $f(t)$; $K(\omega)$ reprezintă funcţia de transfer a sursei.

Să notăm cu σ_1 stressul iniţial şi cu σ_2 stressul final (după cutremur). Stressul care determină în mod efectiv energia eliberată de focar este reprezentat de diferenţa $\sigma_1 - \sigma_2$. De aceea, putem scrie:

$$\sigma(t) = (\sigma_1 - \sigma_2)\, H(t), \tag{4}$$

în care $H(t)$ este funcţia treaptă unitate Heaviside.

Spectrul semnalului la intrarea sistemului este:

$$S_\sigma(\omega) = \frac{\sigma_1 - \sigma_2}{j\omega}. \tag{5}$$

Întrucît sursa se comportă ca un filtru, ea favorizează trecerea unei anumite benzi de frecvenţe. Pe baza acestei consideraţii putem presupune că sursa este un filtru trece-bandă a cărui funcţie de transfer are forma:

$$K(\omega) = A\,\frac{\omega_0 j\omega}{\omega_{0s}^2 - \omega^2 + 2j\,\beta\omega}, \tag{6}$$

în care : ω_{0s} este frecvenţa proprie a sistemului sursă ; β este coeficientul de amortizare al sursei şi

$$\omega_0 = \sqrt{\omega_{0s}^2 - \beta^2}. \tag{7}$$

Din (3), (5) şi (6) rezultă :

$$\begin{aligned} A &= A_P + A_S ; \\ A_P &= \frac{1}{\sigma_1 - \sigma_2}\left[Q_P(r, d, \nu, Y, \rho)\frac{D_P(\theta, \varphi)}{R}\right] \\ A_S &= \frac{1}{\sigma_1 - \sigma_2}\left[Q_S(r, d, \nu, Y, \rho)\frac{D_S(\theta, \varphi)}{R}\right] \end{aligned} \tag{8}$$

şi

$$S_f = \frac{\omega_0}{\beta^2 + \omega_0^2 - \omega^2 + 2j\,\beta\omega}. \tag{9}$$

Se observă că relaţia (9) reprezintă spectrul complex al funcţiei sinusoidale amortizate. Adică :

$$\begin{aligned} U_P(t) &= Q_P(r, d, \nu, Y, \rho)\frac{D_P(\theta, \varphi)}{R}\, e^{-k\omega_0 t} \sin \omega_0 t \\ U_S(t) &= Q_S(r, d, \nu, Y, \rho)\frac{D_S(\theta, \varphi)}{R}\, e^{-k\omega_0 t} \sin \omega_0 t, \end{aligned} \tag{10}$$

în care

$$k = \frac{\beta}{\omega_0}. \tag{11}$$

Pentru a vedea în ce măsură este valabilă ipoteza reprezentată de relaţia (6) trebuie mai întîi să determinăm coeficientul k.

Să luăm în considerare sursa teoriei dislocaţiei fundamentată teoretic de Vvedenskaia (1956, 1959). În cazul acestei surse, funcţiile Q_P, Q_S, D_P, D_S au următoarele expresii :

$$Q_P = \frac{V_S^2}{\pi V_P^2} rb \quad ; \quad Q_S = \frac{rb}{\pi} \tag{12}$$

$$D_P(\theta, \varphi) = \frac{\sin^2\theta \sin 2\varphi}{2\sqrt{1 - \sin^2\theta \sin^2\varphi}} \quad ; \quad D_S(\theta, \varphi) = \frac{\sin\theta \cos 2\varphi}{2\sqrt{1 - \sin^2\theta \sin^2\varphi}} \tag{13}$$

în care V_P şi V_S sînt vitezele undelor P şi S iar b reprezintă mărimea dislocaţiei exprimată de modulul vectorului Burgers.

Pentru energia emisă de sursa teoriei dislocației sub formă de unde seismice (Enescu, 1961, 1963) a fost obținută următoarea expresie :

$$E_s = \left[\frac{4V_S^4\rho}{3\pi V_P^3} + \frac{V_S\rho}{3\pi}\right]\frac{r^2b^2}{\Delta t}, \tag{14}$$

unde Δt reprezintă timpul de creștere a primei deplasări generate de sursă.

Pe baza rezultatelor de mai sus, adică folosind relațiile (10)—(13) și aplicînd același procedeu ca la deducerea relației (14), am obținut :

$$E_s = \frac{1}{8k}\left[\frac{4V_S^4\rho}{3V_P^3} + \frac{V_S\rho}{3}\right]\frac{r^2b^2}{\Delta t}. \tag{15}$$

Din condiția de egalitate a relațiilor (14) și (15) rezultă :

$$k \simeq 0{,}4. \tag{16}$$

Luînd în considerare mărimea (16) se obțin deplasări de forma celei reprezentate în figura 2 prin linie continuă. Tot în figura 2 este reprezentată prin linie întreruptă, deplasarea calculată pe altă cale de Housner (1955). Se observă (fig. 2) o concordanță satisfăcătoare, din punctul de vedere al formei, între deplasările $U(t)$ calculate pe cele două căi total diferite. Aceasta ne îndreptățește să acordăm un grad mare de încredere ipotezei formulate cu ajutorul relației (6).

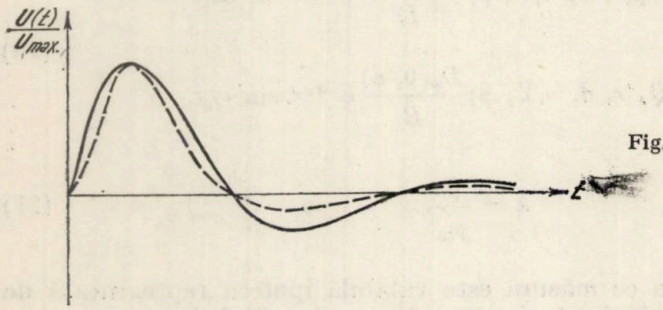


Fig. 2. — Forma deplasării $U(t)$ generate de sursă.

Prin urmare, putem scrie următoarele expresii pentru spectrele de amplitudine ale undelor P și S generate de sursa teoriei dislocației :

$$|S_{U_P}(\omega)| = \frac{V_S^2 rb\, D_P(\theta, \varphi)}{\pi V_P^2 R} \cdot \frac{1}{\omega_0\sqrt{\left[k^2 + 1 - \left(\frac{\omega}{\omega_0}\right)^2\right]^2 + 4k^2\left(\frac{\omega}{\omega_0}\right)^2}} \tag{17}$$

$$|S_{U_S}(\omega)| = \frac{rb\, D_S(\theta, \varphi)}{\pi R} \cdot \frac{1}{\omega_0\sqrt{\left[k^2 + 1 - \left(\frac{\omega}{\omega_0}\right)^2\right]^2 + 4k^2\left(\frac{\omega}{\omega_0}\right)^2}}. \tag{18}$$

Întrucît parametrii ω_0, și β depind de dimensiunile sursei și de proprietățile fizice ale mediului în care se află sursa, putem scrie :

$$\omega_0 = p_S \frac{V_S}{r} = p_P \frac{V_P}{r} \tag{19}$$

în care p_S și p_P sînt niște constante de proporționalitate.

Ținînd seama de relația (19), spectrele de amplitudine (17) și (18) pot fi scrise sub forma :

$$\begin{aligned} |S_{U_P}(\omega)| &= |S_{U_P}(0)| F\left(\frac{\omega}{\omega_0}\right) \\ |S_{U_S}(\omega)| &= |S_{U_S}(0)| F\left(\frac{\omega}{\omega_0}\right), \end{aligned} \tag{20}$$

unde :

$$\begin{aligned} |S_{U_P}(0)| &= \frac{M_0 D_P(\theta, \varphi)}{\pi^2(k^2+1)\, p_S \rho\, V_P^2 V_S R} \\ |S_{U_S}(0)| &= \frac{M_0 D_S(\theta, \varphi)}{\pi^2(k^2+1)\, p_S \rho\, V_S^3 R} \end{aligned} \tag{21}$$

și

$$F\left(\frac{\omega}{\omega_0}\right) = \frac{k^2+1}{\sqrt{\left(\frac{\omega}{\omega_0}\right)^4 + 2(k^2-1)\left(\frac{\omega}{\omega_0}\right)^2 + (k^2+1)^2}}. \tag{22}$$

Mărimea M_0 din relațiile (21) reprezintă momentul seismic al sursei, care poate fi exprimat astfel :

$$M_0 = \pi \mu r^2 b. \tag{23}$$

Funcția spectrală (22) este reprezentată grafic în figura 3 pentru $k = 0{,}4$. Tot în figura 3 mai sînt reprezentate funcția spectrală a lui Randall (1966, 1973) și Archambeau (1968).

$$F_{R,A}\left(\frac{\omega}{\omega_c}\right) = \frac{1}{\sqrt{3}}\left(\frac{\omega_c}{\omega}\right)^3 \left[\sin\left(\sqrt{3}\,\frac{\omega}{\omega_c}\right) - \sqrt{3}\,\frac{\omega}{\omega_c}\cos\left(\sqrt{3}\,\frac{\omega}{\omega_c}\right)\right] \tag{24}$$

și funcția spectrală a lui Brune (1970)

$$F_B = \frac{1}{1+\left(\frac{\omega}{\omega_c}\right)^2}, \tag{25}$$

în care ω_c este „frecvența de colț" sau „frecvența de tăiere".

Formal, cele două frecvențe ω_0 și ω_c pot fi comparate, însă ele nu au același sens fizic. Mărimea ω_c este o frecvență de tăiere pe cînd ω_0 reprezintă frecvența predominantă a oscilațiilor undei P sau S.

Din figura 3 se observă unele diferențe (nu foarte mari însă) între cele trei funcții spectrale. Randall, Archambeau și Brune au dedus func-

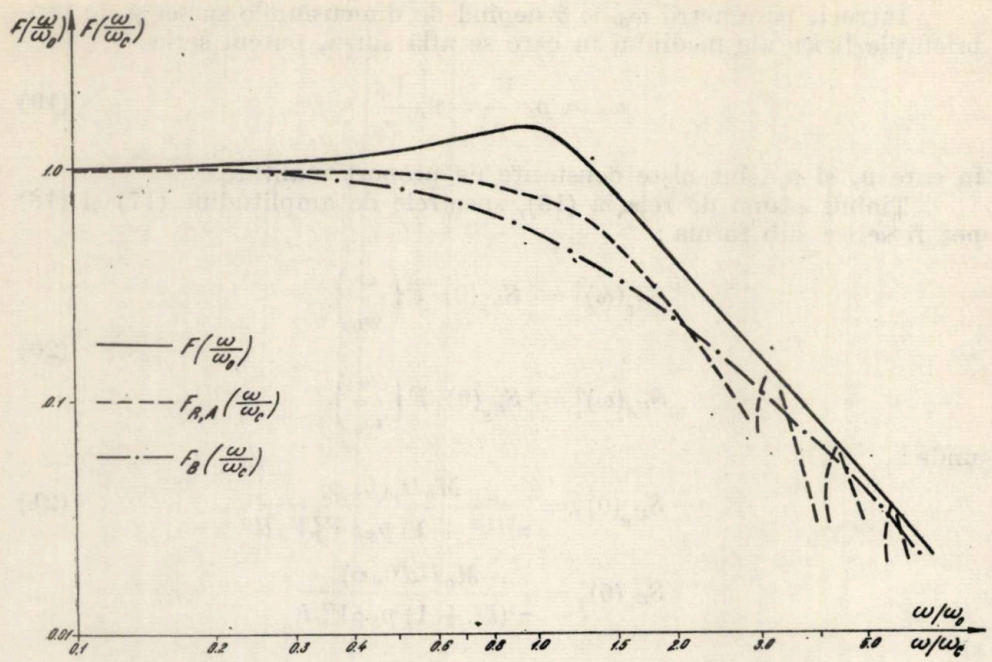


Fig. 3. — Funcţia spectrală a sursei seismice.

ţiile lor spectrale $F\left(\frac{\omega}{\omega_c}\right)$ astfel încît acestea să fie cît mai apropiate de forma spectrelor observate. Ei au modelat mai degrabă caracteristica de frecvenţă a mediului şi nu funcţia spectrală a sursei, întrucît forma spectrelor observate este foarte mult determinată de forma funcţiei de transfer a mediului. De exemplu, funcţia spectrală a lui Brune este apropiată, ca formă (fig. 4), de caracteristica de frecvenţă $K_a\left(\frac{\omega}{\omega_c}\right) = e^{-nR\frac{\omega^2}{\omega_c^2}}$ a

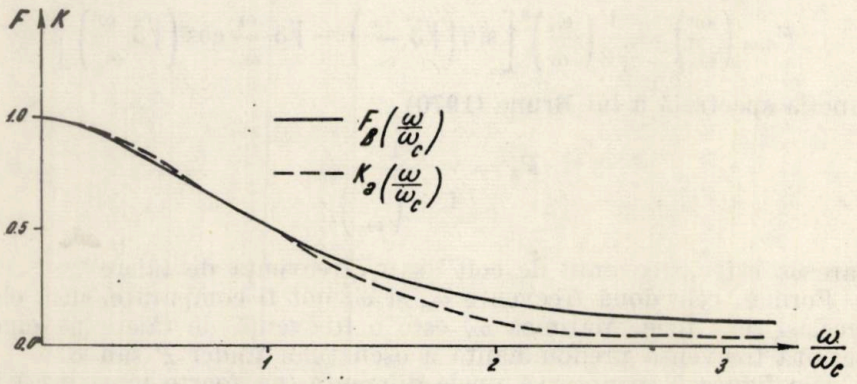


Fig. 4. — Comparaţie între funcţia spectrală dată de Brune şi caracteristica de frecvenţă $K_a(\omega/\omega_c)$.

mediului absorbant în care coeficientul de absorbţie depinde de patratul frecvenţei $\left(\alpha = n\frac{\omega^2}{\omega_c^2}\right)$. Se ştie că absorbţia are cea mai mare pondere în efectul de filtru al mediului, iar ceilalţi factori (reflexia şi refracţia pe strate subţiri) se manifestă de cele mai multe ori tot ca nişte filtre trece-jos.

Dacă funcţiei spectrale deduse de noi îi aplicăm un filtru de tipul celui echivalent mediului de propagare, este evident că vom obţine o curbă care va semăna foarte mult cu spectrele deplasărilor observate ale undelor P sau S (vezi, de exemplu, spectrele observate din lucrarea lui Hanks şi Wyss, 1972 şi din alte lucrări).

Ţinînd seama de cele arătate mai sus, rezultă că funcţia spectrală dedusă de noi modelează bine funcţia spectrală a surselor seismice reale.

FORMULE PENTRU DETERMINAREA PARAMETRILOR GEOMETRICI ŞI DINAMICI AI FOCARELOR DE CUTREMURE

Conform teoremei lui Parseval, putem scrie următoarea relaţie pentru energia emisă de focar sub formă de unde P sau S :

$$E_{P,S} = \frac{R^2 \rho V_{P,S}}{\pi} \int_0^{2\pi} d\varphi \int_0^{\pi} \sin\theta \, d\theta \int_0^{\infty} \omega^2 |S^2_{U_{P,S}}(\omega)| \, d\omega. \tag{26}$$

Ţinînd seama de relaţiile (13) şi (20)—(22) rezultă :

$$E_P = \frac{4M_0^2\omega_0^3}{3\pi^4(k^2+1)^2 p_S^2 \rho V_P^3 V_S^2} \int_0^{\infty} \left(\frac{\omega}{\omega_0}\right)^2 F^2\left(\frac{\omega}{\omega_0}\right) d\left(\frac{\omega}{\omega_0}\right) \tag{27}$$

$$E_S = \frac{M_0^2\omega_0^3}{3\pi^4(k^2+1)^2 p_S^2 \rho V_S^5} \int_0^{\infty} \left(\frac{\omega}{\omega_0}\right)^2 F^2\left(\frac{\omega}{\omega_0}\right) d\left(\frac{\omega}{\omega_0}\right). \tag{28}$$

Observăm că :

$$\frac{E_S}{E_P} = \frac{V_P^3}{4V_S^3} = \frac{1}{4} K^3. \tag{29}$$

Rezultă că energia seismică totală radiată sub formă de unde P şi S este :

$$E_s = E_P + E_S = \frac{\left(\frac{4}{K^3} + 1\right) M_0^2 \omega_0^3}{3\pi^4(k^2+1)^2 p_S^2 \rho^2 V_S^5} \int_0^{\infty} \left(\frac{\omega}{\omega_0}\right)^2 F^2\left(\frac{\omega}{\omega_0}\right) d\left(\frac{\omega}{\omega_0}\right). \tag{30}$$

Mai ştim că (Randall, 1972) :

$$E_s = \frac{1}{2} \eta \, \Delta\sigma \frac{M_0}{\mu}, \tag{31}$$

în care $\Delta\sigma$ este căderea de stress şi

$$\eta = \frac{E_s}{E}. \tag{32}$$

Mărimea E reprezintă energia eliberată în focar. O parte din energia E este transformată în căldură datorită frecării pe planul de falie, o altă parte este cheltuită pentru producerea unor deformări neelastice în imediata vecinătate a focarului și numai o fracțiune $E_s = \eta E$ se transformă în unde elastice longitudinale și transversale.

Prelucrînd datele din lucrarea lui Keylis-Borok (1959) în concepția modelului folosit de noi, rezultă :

$$\Delta\sigma = \frac{3\pi(2-\gamma)}{16(1-\gamma)}\mu\frac{b}{r}. \tag{33}$$

Ținînd seama de (23) relația (33) poate fi scrisă sub forma :

$$\Delta\sigma = \frac{3(2-\gamma)}{16(1-\gamma)}\frac{M_0}{r^3}. \tag{34}$$

Substituind pe (34) în (31) și luînd în considerare relația (19) se obține :

$$E_s = \frac{3(2-\gamma)}{32(1-\gamma)}\cdot\frac{M_0^2\omega_0^3}{\rho V_S^5}\cdot\frac{\eta}{p_S^3}. \tag{35}$$

Din condiția de egalitate a relațiilor (30) și (35) rezultă :

$$p_S = p_K p_k \eta, \tag{36}$$

în care

$$p_K = \frac{9\pi^3 K(3K^2-2)}{16(K^3+4)}; \quad p_k = 2k(k^2+1). \tag{37}$$

Prin urmare, raza suprafeței de faliere poate fi calculată cu ajutorul formulei :

$$r = C\frac{\eta}{\omega_0}, \tag{38}$$

unde

$$C = p_K p_k V_S. \tag{39}$$

Din (15) și (38) rezultă :

$$b = \frac{C_1}{C}\cdot\frac{\sqrt{E_s\omega_0}}{\eta}, \tag{40}$$

în care

$$C_1 = \left[\frac{12\pi k K^3}{\rho V_S(4+K^3)}\right]^{1/2}. \tag{41}$$

Aria suprafeței de faliere este :

$$F = \pi C^2\frac{\eta^2}{\omega_0^2}, \tag{42}$$

iar volumul cutremurului are expresia :

$$V = \frac{4}{3}\pi C^3 \frac{\eta^3}{\omega_0^3}. \tag{43}$$

Momentul seismic poate fi calculat cu ajutorul formulei :

$$M_0 = \pi\mu\, C\, C_1 \frac{\eta\sqrt{E_s}}{\omega_0\sqrt{\omega_0}}. \tag{44}$$

Formula (34) pentru căderea de stress capătă forma :

$$\Delta\sigma = \frac{C_1 C_2}{C^2} \cdot \frac{\omega_0\sqrt{\omega_0}\, E_s}{\eta^2}, \tag{45}$$

în care

$$C_2 = \frac{3\pi\,\rho V_S^2(3K^2 - 2)}{16\,K^2}.$$

Mărimile C, C_1 și C_2 sînt niște constante pentru o zonă seismică dată și cutremure date. Aceste constante pot fi ușor calculate pe baza cunoașterii mărimilor k, $K = V_P/V_S$, ρ și V_S.

După cum se observă din relațiile de mai sus, unul din rolurile principale în determinarea parametrilor geometrici și dinamici ai focarelor de cutremure îl are frecvența predominantă ω_0 a oscilațiilor în undele P sau S generate de sursă. De aceea este necesar să se elimine efectele de filtru ale mediului și aparaturii de înregistrare asupra impulsului seismic generat de sursă și, implicit, asupra frecvenței ω_0.

În principiu, problema eliminării acestor efecte se poate rezolva așa cum este arătat în lucrarea lui Enescu (1976). La ceea ce este prezentat în lucrarea citată mai sus, în această problemă, considerăm că mai pot fi aduse unele completări.

S-a constatat că eliminarea efectelor de filtru supunînd oscilațiile observate unor deconvoluții este uneori incomodă și alteori chiar imposibilă datorită intervenției unor integrale neconvergente sau imposibilității de a digitaliza oscilațiile înregistrate.

Pentru a evita integralele neconvergente recomandăm să se lucreze în domeniul frecvenței și să se determine spectrul oscilației generate pe baza cunoașterii spectrului oscilației înregistrate și a caracteristicilor de frecvență ale mediului și aparaturii. Rezolvarea problemei poate deveni imposibilă și pe această cale atunci cînd înregistrările seismice nu pot fi digitalizate (sau nici măcar eșantionate) și, prin urmare, nu poate fi determinat spectrul oscilațiilor înregistrate. Bineînțeles, o altă dificultate constă în necesitatea cunoașterii caracteristicii de transfer a mediului, dificultate ce poate să apară în aceeași măsură și în cazul în care se lucrează în domeniul timp.

În situațiile arătate mai sus este bine să se procedeze în felul următor: se presupune cunoscută forma spectrului $S_U(\omega)$ al undei generate în focarul seismic. Forma acestui spectru este exprimată de relația (9). Dacă se neglijează efectul de filtru al stratelor subțiri, forma funcției de transfer a mediului va fi asemănătoare cu aceea a funcției de transfer $K_a(\omega)$ corespunzătoare absorbției dependente de frecvență. Se știe că:

$$K_a(\omega) = e^{-(m\omega + n\omega^2)R},$$

în care m și n sînt constante pentru o zonă seismică dată și focare date.

Funcția de transfer $K_s(\omega)$ a seismografului este considerată, de asemenea, cunoscută.

Cu ajutorul relației

$$F(R, t) = \frac{1}{\pi} \int_0^\infty [A(\omega) \cos \omega t - B(\omega) \sin \omega t] \, d\omega,$$

în care $A(\omega)$ și $B(\omega)$ sînt componentele spectrului

$$S(\omega) = A(\omega) + iB(\omega) = K_s(\omega) K_a(\omega) S_f(\omega),$$

se calculează oscilația $F(R, t)$ care, teoretic, trebuie să aibă o formă asemănătoare cu oscilația înregistrată în unda P sau S.

Este necesar să se calculeze oscilațiile $F(R, t)$ corespunzătoare unui număr cît mai mare de valori adoptate pentru frecvența ω_0. În felul acesta vor putea fi construite grafice de variație a frecvenței predominante a undei înregistrate în funcție de frecvența predominantă a undei generate, pentru fiecare stație seismică folosită la determinarea parametrilor focarelor de cutremure din regiunea studiată. Aceste grafice vor permite aflarea frecvenței ω_0 în funcție de frecvența predominantă a oscilației de pe seismograma observată. Procedînd astfel, formulele de mai sus privind determinarea unor parametri geometrici și dinamici ai focarelor de cutremure devin aplicabile.

CONSIDERAȚII FINALE

Contribuțiile teoretice prezentate mai sus au un substrat fizic solid, întrucît ele sînt bazate pe cunoscuta teorie a dislocației care ia în considerare tipul de sursă seismică cel mai frecvent și mai acceptat de cercetători (cuplul dublu cu moment). În plus, sursa este considerată ca fiind un filtru trece-bandă caracterizat de un coeficient de amortizare și o frecvență proprie. Această presupunere, bine verificată și confirmată de datele teoretice și experimentale, face ca formulele obținute în partea a doua a lucrării să fie aplicabile și în condițiile în care înregistrările nu pot fi digitalizate sau eșantionate. Este cazul multor cutremure produse pînă în prezent, ale căror oscilații nu pot fi eșantionate din cauza vitezei mici de înregistrare sau datorită deformărilor mari cauzate de sistemele de înregistrare cu peniță pe hîrtie cu negru de fum.

Primit la redacție la 14 ianuarie 1976.

BIBLIOGRAFIE

1. ARCHAMBEAU C. B. (1968), *General Theory of elastodynamic source fields*. Rev. Geophysics, **6**, pp. 241—288.
2. BRUNE J. N. (1970), *Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes*. Journal of Geophysical Research, **75**, pp. 4997—5009.
3. BURGERS M. J. (1939), *Some considerations of the fields of stress connected with dislocations on a regular crystal lattice*. Proc. K. Ned. Acad. Wet., **42**.
4. ENESCU D. (1961), *K opredeleniu energhii izluceaemoi ociagami zemletriasenii v vide seismiceskih voln*. Izvestia Akademii Nauk SSSR, ser. geofiz., *10*, pp. 1472—1474.
5. ENESCU D. (1963), *Opredelenie energhii karpatskih zemletriasenii pri pomosci teorii dislocații*. Izvestia Akademii Nauk SSSR, ser. geofiz., *12*, pp. 1765—1768.
6. ENESCU D. (1976), *A method for determining the geometric, dynamic and kinematic parameters of earthquake foci*. Revue roumaine de géologie, géophysique et géographie, série de géophysique, **20**.
7. HANKS C. THOMAS and WYSS MAX (1972), *The use of body-wave spectra in the determination of seismic source parameters*. Bull. Seism. Soc. Am., **62** *2*, pp. 561—589.
8. HOUSNER G. H. (1955), *Properties of strong ground motion earthquakes*. Bull. Seism. Soc. Am. **45**, *3*, pp. 197—218.
9. KEYLIS — BOROK V. (1959), *On estimation of the displacement in an earthquake source and of source dimensions*. Annali di Geofisica, **XII**, *2*, pp. 205—214.
10. NABARRO R. F. (1951), *The synthesis of elastic dislocations field*, Phil. Mag., *334*.
11. RANDALL J. M. (1966), *Seismic radiation from a sudden phase transition*. Journal of Geophysical Research, **71**, pp. 5297—5302.
12. RANDALL J. M. (1972), *Stress drop and the ratio of seismic energy to moment*. Journal of Geophysical Research, **77**, *5*, pp. 969—970.
13. RANDALL J. M. (1973), *The spectral theory of seismic sources*. Bull. Seism. Soc. Am., **63**, *3*, pp. 1133—1144.
14. VVEDENSKAIA V. A. (1956), *Opredelenie polei smescenii pri zemletriaseniah s pomosciu teorii dislocații*. Izvestia Akademii Nauk SSSR, ser. geofiz., *3*, pp. 277—284.
15. VVEDENSKAIA V. A. (1959), *O pole smescenii pri razrivah sposcenosti uprugoi sredi*. Izvestia Akademii Nauk SSSR, ser. geofiz., *4*, pp. 516—526.

A SPECTRAL THEORY OF SEISMIC SOURCES AND FORMULAS FOR DETERMINING THE PARAMETERS OF EARTHQUAKE FOCI

(ABSTRACT)

In the first part of the paper, a spectral theory of the seismic sources is worked out, considering the earthquake foci as pass-band filter systems.

The theory is concretized and checked for the double couple with moment source in dislocation theory. The spectral function of the source is compared with spectral functions obtained by other authors (Randall, Archambeau, Brune).

On the basis of the elaborated spectral theory, the formulae for the determination of some geometric and dynamic parameters of earthquake foci are presented in the second part of the paper.

IDEI PRIVIND INTEGRAREA TERITORIULUI ROMÂNIEI ÎN CONCEPTUL TECTONICII PLĂCILOR[1]

DE

ȘTEFAN AIRINEI

Universitatea din București Facultatea de geologie și geografie

I. INTRODUCERE

Prezentul text este dezvoltarea *notei* [2] prezentată la cel de al II-lea Simpozion de geodinamică al Bazinului Mediteranian (Monaco, 1974).

Comitetul de geologie și geofizică marină a Comisiei internaționale pentru explorarea științifică a Mediteranei (C.I.E.S.M.) a organizat, la inițiativa și stăruința Prof. dr. H. Closs de la Hanovra, fostul președinte al comitetului menționat, două simpozioane de geodinamică a Bazinului Mediteranian. Problematica ambelor simpozioane a fost aceea de a contribui la cunoașterea evoluției geodinamice a Bazinului Mediteranian în lumina tendințelor moderne ale științelor geologice, care sînt „expansiunea fundului oceanic" și „tectonica plăcilor". În cadrul acestei problematici au fost prezentate un număr de lucrări interesante la primul simpozion (Atena, noiembrie 1972), iar altele, mult mai numeroase, la cel de al doilea (Monaco, decembrie 1974).

Pentru teritoriul României, am fost invitat, în calitate de membru al Comitetului de geologie și geofizică marină din C.I.E.S.M., să prezint o informare asupra stadiului de rezolvare, la noi, a acestei probleme. La momentul „notei" citate, existau două tentative de încadrare a teritoriului României în conceptul tectonicii plăcilor, sub forma a două modele geologice, gîndite distinct și publicate în același an (1973). Ambele modele, deși meritorii, privesc unilateral problema, numai prin lumina elementelor pur geologice sau dacă fac aluzie la elemente geofizice, acestea, unele sînt fie nesemnificative, fie depășite. Or, pe plan internațional, rezolvarea, problemei tectonicii plăcilor se face curent prin complexarea elementelor geologice cu cele geofizice, cu atît mai mult cu cît se știe că însăși problema aceasta, inițial, s-a născut în gîndirea geofizică, ca urmare firească a problemei precedente, „expansiunea fundului oceanic", concepută și fundamentată integral pe date geofizice.

Pentru a netezi această situație, în *nota* prezentată la Monaco, s-a ales calea semnalării doar a principalelor lucrări din România care conțin elemente geologice și geofizice și care pot fi reevaluate de o integrare vii-

---

[1] Lucrare prezentată la ședința lunară de „comunicări științifice" a Facultății de geologie și geografie a Universității din București, din 28 februarie 1975.

[2] Șt. Airinei (1974) Ideas concerning the integration of the Romanian territory into the plate-tectonics concept. Comunicare prezentată la cel de-al XXIV-lea Congres — Adunare generală de la Monaco, 6—14 decembrie 1974, Simpozionul de geodinamică a Bazinului Mediteranian.

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., GEOFIZICĂ, T. 14, NR. 1, P. 27–37, BUCUREȘTI, 1976

toare într-un model mai complex şi mai complet cu privire la tectonica plăcilor pe aria crustei din România.

II. PREZENTAREA ELEMENTELOR GEOFIZICE ŞI GEOLOGICE

În cele ce urmează ne vom referi separat la cele două categorii de elemente, geofizice şi geologice. Evident, enumerînd numai pe cele mai semnificative.

1. *Elemente geofizice.* Pînă în prezent, elementele geofizice, deşi numeroase, nu au constituit obiectul unei integrări într-un model propriu, privind tectonica plăcilor pe teritoriul României. Astfel de elemente se găsesc în multe lucrări geofizice publicate în ţară, unele chiar înainte de a fi fost emisă „teoria tectonicii plăcilor".

a) Un astfel de caz îl prezintă semnalarea de către M. Socolescu şi colab. (1964), a prezenţei probabile pe teritoriul României a două fracturi crustale de tip Benioff. Prezenţa acestor fracturi este argumentată cu ajutorul anomaliilor izostatice regionale (M. Socolescu şi D. Bişir, 1956), precum şi din formele morfologice de ondulaţii majore meridionale ale discontinuităţii Moho (M. Socolescu et al., 1964). Sub Depresiunea Transilvaniei se află o ondulaţie pozitivă, cu caracter anizostatic, arătînd că scoarţa terestră este mai subţire (~ 30 km) şi care este încadrată spre est şi spre vest cu ondulaţii negative reflectînd un surplus de îngroşare a scoarţei terestre de pînă la 10 km, ambele cu caracter dinamic din punctul de vedere al echilibrului izostatic (a se vedea planşa I din lucrarea citată). Ondulaţiile negative corespund ariilor muntoase ale Carpaţilor Orientali şi Munţilor Apuseni, şi în ambele cazuri, păturile constituente ale scoarţei terestre par a fi secţionate de falii de tip Benioff. Cele două falii sînt aproape paralele, au o orientare generală NV — SE şi se afundă de la NE spre SV sub un unghi de circa 30°. Suprafeţele de tip Benioff reprezintă zone de slabă rezistenţă, iar în profunzime, la baza scoarţei, intersectează regiuni magmatice, favorizînd formarea de bazine magmatice adînci şi altele în vecinătatea discontinuităţii Conrad. În figura 3 a lucrării (1964) sînt reproduse patru secţiuni prin scoarţa terestră, pe direcţiile : Oraviţa—Godeanu—Ţicleni—Slatina ; Chişineu Criş—Cîmpia Turzii—Reghin—Buhuşi ; Craiova—Ocna Sibiului—Tg. Mureş şi Baia Sprie—Tg. Mureş—Racoş—Berca. În ultimele trei secţiuni se remarcă ondulaţia pozitivă a scoarţei terestre sub Depresiunea Transilvaniei şi în toate, ondulaţii negative sub ariile muntoase ale Carpaţilor Orientali, Carpaţilor Meridionali şi Munţii Apuseni, precum şi faliile de tip Benioff sub toate segmentele muntoase intersectate. În lungul tuturor secţiunilor sînt reproduse, în paralel, profilurile corespunzătoare ale anomaliei izostatice. Cinematica evoluţiei geologice a scoarţei situată deasupra suprafeţii Benioff, a permis formarea unor cîmpuri de fracturi, sub unghiuri din ce în ce mai mari, pînă la verticală, în lungul cărora s-au pus în mişcare magmele subcrustale, contaminînd scoarţa, formînd bazine magmatice secundare la nivelul discontinuităţii Conrad şi punînd în loc mase mari subvulcanice sau vulcanice de vîrste şi de compoziţii diferite. În aceeaşi lucrare, autorii consideră că structura scoarţei terestre din vestul ţării, se află în strînsă corelare cu existenţa unui curent de convecţie subcrustal, cu ramura ascendentă ali-

niată pe direcţia Baziaş—Satu Mare, curent de convecţie responsabil de mecanismul de formare al pînzelor şi solzilor din Munţii Apuseni, împreună cu subducţiile lor.

Este locul, aici, să prezentăm un alt element care confirmă, sub un alt unghi de vedere geofizic, existenţa numitei suprafeţe Benioff din Carpaţii Orientali. Este vorba de ultimul model seismotectonic elaborat de L. Constantinescu şi colab. (1973). În figura 1 din lucrarea citată se află modelul care apare desenat, ca tentativă, în lungul unei secţiuni crustale transversale prin regiunea de curbură a Carpaţilor Orientali, aproximativ pe direcţia Galaţi—Sighişoara. Ceea ce este cert în acest model seismotectonic, pentru a ne exprima asemănător autorilor, este scufundarea zonei în care sînt distribuite hipocentrele cutremurelor de pămînt din regiunea Vrancea, după un plan care se afundă în direcţia NV sub un unghi de 55—60°. Această situaţie rezultă din calculul adîncimii fiecărui hipocentru, precum şi din soluţiile planelor-falii deduse din studiul mecanismului în focar. În principal, este acceptată ideea unei fracturi legată de un curent descendent corespunzător unei expansiuni începută sub Marea Neagră şi care, logic, conduce la înţelesul că falia principală este un plan de forfecare, în lungul căruia au putut activa forţe de compresiune, iar în planuri ortogonale acesteia, forţe de întindere care au produs sistemul de falii în formă de pană, sistem care a afectat însăşi crusta. Ambele tipuri de forţe pot fi efectul unei deplasări continentale, deci un joc al plăcilor crustei. Autorii consideră, în plus, că un curent asemănător ar putea evolua în spaţiul intermontan al Depresiunii Transilvaniei, în lungul direcţiei marcate de linia regională a anomaliilor magnetice (de direcţie NV — SE). Convergenţa ambilor curenţi de convecţie ar putea explica „rădăcina sialică" cu grosimi de peste 15 km, aflată sub aria Carpaţilor Orientali. Modelul, aşa cum este figurat, vorbeşte de la sine despre subducerea zonei de platformă sub zona muntoasă, adică a plăcii crustale estice sub placa crustală vestică.

b) Caracterul dinamic al echilibrării izostatice corespunzător ondulaţiei negative a discontinuităţii Moho de sub aria Carpaţilor Orientali, situată tocmai pe aria de suprapunere a celor două plăci crustale şi activitatea seismică din substratul regiunii Vrancea sînt argumente geofizice care atestă continuarea şi în prezent a procesului de subducere descris. Un argument în plus în favoarea acestei situaţii, de natură geologică şi geofizică, este prezenţa relativ intensei activităţi numită postvulcanică, din lungul întregului segment al Carpaţilor Orientali. Din ceea ce se ştie pînă în prezent, manifestările postvulcanice (emanaţiile mofetice de bioxid de carbon, solfatarele, termalitatea şi depunerea de roci carbonatate recente) sînt mai intense şi mai diversificate în partea exterioară a maselor erupţiunilor neogene (Harghita—Călimani—Ţibleş—Oaş) şi mai atenuată, sub ambele aspecte, în partea internă, adică spre Depresiunea Transilvaniei. Situaţia este explicată prin frecvenţa mare a ramificaţiilor pînă la suprafaţă a cîmpurilor de fracturi crustale dezvoltate deasupra planului Benioff, adică a planului de subducţie din partea estică şi mai puţin frecvente în partea vestică, unde, în plus, formaţiunile geologice adînci afectate de asemenea falii ca ramuri ale unor rădăcini profunde, sînt acoperite cu o pătură groasă de sedimente mio-pliocene conţinînd frecvente inter-

calaţii din roci impermeabile (Şt. Airinei şi A. Pricăjan, 1972; 1972 a). Se poate cita, în special, emanaţia de bioxid de carbon care formează la suprafaţă o aureolă mofetică de circa 13 000 kmp şi care, aşa cum s-a constatat pînă în prezent doar la cîteva emergenţe, manifestă o ritmicitate complexă demnă de a fi urmărită sistematic în timp (Şt. Airinei et al., 1975; Şt. Airinei, A. Pricăjan, 1975). Sub aria Munţilor Apuseni mobilitatea scoarţei terestre este atestată parţial de aceleaşi elemente geofizice la care se adaugă manifestările postvulcanice mai puţin frecvente şi diversificate pe zonalităţi [3], dar care, toate, vorbesc parcă de un proces de subducere poate mai atenuat în substratul acestei arii afectată de cel de al doilea plan de tip Benioff.

c) Un document cu multe elemente geofizice care poate interesa orice model privind tectonica plăcilor, este harta structurii geologice adînci a teritoriului României (I. Gavăt et al., 1965). Este vorba, în primul rînd, de ansamblul liniilor structurale de ordinul I, interpretate ca aliniamente de cîmpuri de fracturi crustale. Ele au fost stabilite pe baza datelor gravimetrice şi magnetice. Ulterior, acestea au început a fi studiate în adîncime şi de „seismologia cu sursă controlată". Unele rezultate obţinute în lungul profilelor internaţionale Călăraşi—Fălciu şi Galaţi—Oradea au fost publicate (L. Constantinescu et al., 1972; D. Enescu et al., 1972). Harta structurii geologice adînci a teritoriului României conţine 13 asemenea aliniamente de cîmpuri de fracturi crustale care, în majoritatea lor, depăşesc graniţele de stat ale ţării. Geofizicienii au convingerea, mărturisită sau nu, că fiecare din aceste 13 cîmpuri de fracturi crustale poartă semnalele unei îndelungate istorii geologice. Poziţia geografică-geologică pe care o au în prezent şi raporturile pe care le stabilesc între diferitele compartimente ale scoarţei terestre au sugerat şi susţinut scheme de gîndire cu privire la evoluţia geologică de-a lungul erelor de existenţă a crustei terestre pe teritoriul României (I. Gavăt et al., 1965; D. Giuşcă et al., 1969; R. Ciocârdel şi M. Socolescu, 1972), după cum vor putea argumenta şi altele, fiecare ca paşi de apropiere către modelul care va reflecta cel mai fidel soluţia reală a problemei.

Atenţia majorităţii cercetătorilor preocupaţi cu probleme legate de „expansiune" şi de „tectonica plăcilor", se află îndreptată spre „planul de situaţie actual" al existenţei, distribuţiei şi mişcării plăcilor crustei terestre. Începutul acestui „plan de situaţie" este legat de „momentul" geologic al deschiderii dorsalei medio-atlantice, care a avut loc cu circa 200 milioane de ani înainte, adică în intervalul de trecere de la Triasicul Superior la Jurasicul Inferior. Or, multe roci din scoarţa terestră sînt mai vechi, unele dintre ele cu cel puţin 4 miliarde de ani decît cele jurasice, timp în care este de admis că scoarţa terestră a evoluat în cadrul existenţei altor distribuţii şi mişcări ale plăcilor crustale. Oriunde sînt volume de roci mai vechi decît cele jurasice, sîntem invitaţi să gîndim şi să ne punem întrebarea: din ce „resturi de plăci crustale" fac parte aceste volume şi la ce mişcări erau supuse plăcile originare înainte şi după formarea lor?

---

[3] Şt. Airinei (1974 şi 1975) „Corelaţii între structura geologică adîncă şi apele termominerale din hinterlandul Carpaţilor (Cîmpia de Vest a ţării)" şi „Cercetări pentru stabilirea de corelaţii între structura geologică adîncă şi apele minerale carbogazoase şi termale din hinterlandul Carpaţilor (Munţii Apuseni)". Arh. I.G.P.S.M.S. (din M.M.P.G.), Bucureşti.

De la această întrebare nu se poate sustrage nimeni care va opera cu probleme de tectonica plăcilor pe teritoriul României, dar nici nu va putea deslega ansambluri de evenimente mai vechi, înainte de a şti cît mai bine cum s-au petrecut lucrurile din Jurasic pînă în zilele noastre, în cadrul „planului de situaţie actual" al mişcării plăcilor crustale. Hărţile geologice de ansamblu — cum ar fi : harta tectonică (I. Dumitrescu et al., 1962), harta structurii geologice adînci (I. Gavăt et al., 1965), harta terenurilor cristaline (D. Giuşcă et al., 1969) ş.a. — conţin asemenea elemente şi fiecare a sugerat o cale de înţelegere a filmului istoric pe care îl derulează.

Se înţelege că primii paşi pentru încadrarea evenimentelor prejurasice în conceptul tectonicii plăcilor, ar fi de a le semnala şi de a încerca atribuirea unei semnificaţii adecvate. Este ceea ce s-a făcut prin punerea în discuţie a patru cîmpuri de fracturi crustale dobrogene, cărora li s-au atribuit apartenenţa la un probabil sistem de falii de transformare de vîrstă prejurasică (Şt. Airinei, 1973). În figura care însoţeşte textul acestei lucrări, sînt reproduse după harta structurii geologice adînci a teritoriului României şi notate adecvat, cele patru cîmpuri de fracturi crustale (G_1, G_2, G_3 şi G_4), cu prelungirea lor pe şelful continental al Mării Negre şi dincolo de Dunăre, în estul Cîmpiei Române şi în Moldova, unde se apropie sau întîlnesc aliniamentul cîmpului de fracturi crustale de orientare V —E (notat cu D) şi care împarte median teritoriul ţării. În situaţia geologică actuală, cîmpurile de fracturi dobrogene reprezintă planuri de sudură între compartimente de platforme (cratoni) adăugate succesiv la soclurile arhaice moezic şi podolic (cratonul baikalian între G_1 şi G_2, cratonul şisturilor verzi între G_2 şi G_3, cratonul hercinic între G_3 şi G_4). Cercetările geologice semnalează că mobilitatea acestor cîmpuri de fracturi s-a stins gradat de la sud spre nord, că au existat unele momente de reluare a mobilităţii uneia sau alteia dintre ele şi că ele aparţin de un plan structural prejurasic. Caracterul de falii de transformare este sugerat de distribuţia lor aproape paralelă şi de natura diferenţiată din punctul de vedere geologic al compartimentelor pe care le separă, ca şi cînd acestea au alunecat în lungul planelor de falii unele în raport cu altele. Este greu de răspuns unde se afla zona de expansiune care le-a generat şi care, atunci, delimita placa din care făcea parte. Cîmpul de fracturi crustale D, probabil foarte vechi şi el, aparţine de asemenea unui plan structural prejurasic. Segmentul lui din jumătatea de vest a ţării a fost remobilizat posttriasic; a suportat o largă deschidere (expansiune) în intervalul punerii în loc a ofiolitelor din sectorul vestic al Văii Mureşului şi a redevenit, ulterior, aliniament de coliziune între plăcile sau microplăcile crustei din nord şi din sud.

d) Încheiem prezentarea elementelor geofizice semnificative din punctul de vedere al reevaluării lor într-un model privind integrarea teritoriului României în conceptul tectonicii plăcilor, cu grupul de lucrări elaborate de R. Ciocârdel şi M. Socolescu, cu date geofizice şi geologice din cele mai recente din ţară şi pentru teritoriile învecinate, lucrări care aduc contribuţii importante pentru cunoaşterea evoluţiei scoarţei terestre din România (1969), a structurii crustale şi subcrustale din partea de sud a Carpaţilor Orientali (1971) şi a unor aspecte de geodinamică a ariilor din spaţiul Carpaţilor—Balcanilor—Dinarizilor, precum şi cel al Mediteranei centrale (1972). În aceste lucrări se vorbeşte despre blocuri crustale, despre

mişcările lor dirijate de energii produse de curenţi subcrustali cu sediul în stratul cu viteză redusă din mantaua superioară, de dinamica mantalei superioare în timpul orogenezei alpine, de fenomene astenolitice şi de subducţie, precum şi de rolul echilibrării izostatice a maselor subîmpinse. Un rol important este acordat mişcărilor ample de derivă continentală (a Platformei Podolice şi a Scutului african), precum şi fracturilor crustale, a rolului lor în evoluţia crustei şi a fenomenelor magmatice. Se poate adăuga, în plus, că modelele ipotetice discutate în aceste lucrări, admit existenţa a trei curenţi de convecţie subcrustali : unul situat în substratul spaţiului intermontan al Depresiunii Transilvaniei, altul la est de Carpaţii Orientali şi ultimul la vest de Munţii Apuseni. Chiar dacă elementele geologo-geofizice citate se găsesc asamblate în cadrul unor modele ipotetice care pot fi ca orice model discutate, aceste etape de gîndire geologică nu pot fi, nici într-un caz, neglijate.

Acestea sînt elementele geofizice principale existente, totdeauna legate şi discutate în modele geologice de autorii care le-au pus în evidenţă şi care, aşa cum am mai spus, pot fi reevaluate, alături de altele de care n-am vorbit, în modele privind integrarea teritoriului României în conceptul tectonicii plăcilor. Dintre elementele geofizice existente şi nemenţionate, citäm : variaţia cîmpului geotermic în partea superioară a scoarţei terestre, aliniamentele intruziunilor marcate de anomalii magnetice, radioactivitatea rocilor şi formaţiunilor geologice, vîrstele absolute ş.a.

2. *Elemente geologice.* O bună parte din elementele geologice disponibile au fost valorificate în trei modele cu tentativă de încadrare a teritoriului României în conceptul tectonicii plăcilor. Primele două modele s-au dezvoltat în paralel şi au văzut lumina tiparului în acelaşi an (D. Rădulescu şi M. Săndulescu, 1973 ; M. Bleahu et al., 1973).

a) Modelul D. Rădulescu şi M. Săndulescu pleacă de la prezenţa pe aria carpatică a două zone liniare cu benzi aproape paralele de roci bazice şi ultrabazice, cu roci de compoziţie intermediară şi de vulcanite. Una din zonele liniare se află în Carpaţii Orientali, cealaltă în Munţii Apuseni (situaţie ilustrată în figura 1 a lucrării). Vîrsta secvenţei rocilor eruptive a permis autorilor să prezume deschiderea în partea de sud-vest a continentului Euroasiatic, în Triasic, a două rupturi crustale care au condus, prin expansiune la formarea a două bazine intracontinentale cu fund de tip oceanic, unul estic, pe aria Carpaţilor Orientali şi altul vestic, pe aria Munţilor Apuseni şi care au evoluat pînă în Cretacic. În acest interval de timp au fost depuse pe marginile continentale ale bazinelor şi pe fundul lor oceanic, sedimente carbonatate şi de fliş. Începînd cu Cretacicul Mediu, blocurile sialice tind să se apropie progresiv, timp cînd are loc şi prima deformare mecanică importantă în spaţiile ambelor bazine. În bazinul vestic, rocile bazice împreună cu cele sedimentare sînt ejectate bilateral. Autorii consideră că bazinul vestic s-a închis în principal prin deformări mecanice şi subordonat prin procesul de subducţie. În bazinul estic, procesul de subducţie a fost contemporan cu apropierea blocurilor sialice. Subducţia continuă în ambele zone şi este responsabilă de cutarea şi de formarea tuturor sistemelor de pînze şi solzi din Carpaţii Orientali şi din Munţii Apuseni. Aliniamentele de roci bazice şi ultrabazice reprezintă resturi din fundul oceanic al bazinelor ; rocile intermediare (banatitele) au fost generate din fragmentele de fund oceanic subduse şi conta-

minate; vulcanismul neogen este produs de magmele formate în zonele adînci, prin retopirea rocilor din fruntea plăcii subduse, de compoziţie mixtă, oceanică şi sialică. Filmul acestei evoluţii este ilustrat de figura 2 din lucrare. Reconstituind evoluţia geologică a ambelor bazine intracontinentale, autorii admit că elementele esenţiale ale structurilor geologice actuale nu intră în contradicţie cu ipoteza lor, deşi ariile de sedimentare au evoluat pe o crustă de tip oceanic.

b) Modelul M. Bleahu şi colaboratori este dezvoltat pe ideea că evoluţia teritoriului carpatic s-a produs înainte şi după Miocen, într-o serie de zone structurale care pot fi identificate strîns cu regiunile caracteristice arcelor insulare actuale, care, enumerate dinspre ocean spre continent, sînt : fund oceanic, jgheab oceanic, arc cutat, arc magmatic dominant calc-alkalin, bazin retroarc şi ţărm continental. Figura 1 din lucrare exprimă, după autori, o asemenea zonalitate : Platforma Moldovenească expune spre SV ţărmul continental; limita sa exterioară ar corespunde limitei interne a fostului jgheab mai mult sau mai puţin activ; arcul muntos cutat însoţit spre interior de masivele cristalino-mezozoice; arcul magmatic calc-alkalin cu bazalte alcaline cuaternare şi bazinele marginale transcarpatice („bazinul transilvan", ca interarc şi „bazinul panonic", ca retroarc). Modelul admite, în acord cu teoria tectonicii plăcilor, că arcul carpatic face parte din sistemul de arce alpine şi că, în acest anamblu, este produsul coliziunii între un arc insular şi continent. În situaţia actuală, singurele elemente structurale ale arcului insular care pot fi distinse sînt : arcul magmatic şi bazinele retroarc transcarpatice. Fundul oceanic nu poate fi recunoscut în partea sa exterioară deoarece a fost distrus de subducţie, iar ceea ce se poate vedea este partea continentală a plăcii care a determinat coliziunea; jgheabul oceanic este reprezentat de produsele coliziunii sialice, subzistînd sub forma unui şanţ adînc umplut cu sedimente şi reflectat prin anomalia gravimetrică de minim regional. Arcul magmatic este format din benzi de roci calc-alkaline mio-pliocene şi mai vechi, situat între arcul cutat carpatic şi bazinul retroarc. În Cuaternar, cînd vulcanismul se stinge, retrobazinul devine sediul unui vulcanism alkali-bazic asociat cu o expansiune locală. Raportul K_2O/SiO_2 a rocilor magmatice terţiare permite să se stabilească o similitudine aproape perfectă cu magmele calc-alkaline din arcele insulare actuale. Valorile acestui raport dau, în plus, indicaţii atît asupra adîncimii planului de subducţie, cît şi a paleocutremurelor (situaţii exprimate de figura 2 a lucrării, sub forma de valori medii ale raportului K_2O/SiO_2 şi prin trei curbe de adîncime medie a paleocutremurelor : 120, 150 şi 250 km).

Bazinele retroarc transcarpatice, transilvan şi panonian, s-au format în urma unor expansiuni locale ale crustei, din Terţiarul Superior în Cuaternar. După natura crustei şi a fluxului caloric care îl manifestă, aceste bazine sînt asemănătoare bazinelor marginale din vestul Pacificului.

Pentru acest tablou de fapte interpretate, autorii admit următorul mecanism : crusta primară cu caracter oceanic situată între continente, a fost subdusă pînă la adîncimi de 130—180 km, unde prin retopiri s-a produs magma calc-alkalină care a erupt în spatele arcului carpatic cutat,

formînd arcul carpatic magmatic. Continuarea subducţiei a cauzat o expansiune locală în bazinul retroarc transilvan, însoţită de o erupţie de magmă bazaltică, activînd, în plus, subducţia din Munţii Apuseni. În consecinţă şi în acord cu mecanismul prezumat al formării bazinelor retroarc marginale din vestul Pacificului, aceste eforturi au fost transmise în vest, unde, datorită unei extensiuni crustale mai ample, ia naştere bazinul retroarc panonic.

c) În ultimul trimestru al anului trecut, a apărut de sub tipar a treia lucrare geologică cu privire la „istoria tectonicii plăcilor din România" (N. Herz şi H. Savu, 1974). Este vorba de un model geologic cu o privire mai largă, fiind susţinut de o analiză mai detaliată şi mai documentată geologic şi care tratează, în principal, derularea evenimentelor de tectonică globală pe teritoriul României din Triasic pînă în prezent şi subsidiar, marşează cu unele consideraţii către evenimentele de acelaşi tip din pre-Triasic.

Autorii au beneficiat, evident, de un „început" pe această direcţie, prin urmare de o cale deschisă încercărilor de acest tip, iar modelul la care au ajuns, se apropie vădit de cel elaborat de D. Rădulescu şi M. Săndulescu. Startul faptic al acestei lucrări, mutual convenit, stă în conţinutul hărţii tectonice a României (I. Dumitrescu et al., 1962), conţinut privit într-un context mai larg şi schematizat în figurile 1 şi 2 din textul ei. Se remarcă de la început că structogenul carpatic este încadrat de două mase platformice (Platforma Moldovenească şi Platforma Moezică) şi că lanţurile de munţi circumscriu două blocuri rigide situate, unul în substratul „bazinului transilvan" şi altul în acela al „bazinului panonic". În plus, autorii au în vedere : existenţa tranzitorie a opt microplăci crustale situate între Eurasia şi Africa, pe aria Mediteranei (Oceanul Thetys), că Oceanul Thetys a început să se închidă odată cu deschiderea Atlanticului şi că zonele aliniate ale vulcanismului intermediar şi acid, acompaniate de focare adînci, reprezintă zone active de subducţie a plăcilor oceanice.

Iată cum văd autorii lucrării evoluţia plăcilor pe teritoriul României. Pînă în Precambrianul recent, ambele platforme erau unite şi formau continentul Arhaic-Carelian, cînd începe o evoluţie geologică independentă care durează întregul Paleozoic. În Triasicul Mediu apar în Carpaţii Orientali şi în Dobrogea, roci bazice ca parte a unei centuri vaste, produse pe o distensiune crustală extinsă între vestul Carpaţilor şi Caucaz (parţial reprodusă în figura 4 a lucrării). Separarea plăcilor a condus la instalarea Oceanului Siret care ocupa la începutul Cretacicului întregul spaţiu, larg de cîteva sute de kilometri, dintre Platforma Moldovenească şi Panonia. În Jurasic începe sedimentarea în regim de apă puţin adîncă, în faciesuri transgresive, exceptînd zonele de expansiune din Oceanul Siret şi aria proto-Apusenilor, unde se depun intercalaţii de ofiolite şi se formează radiolarite. Expansiunea încetează în Cretacicul Inferior iar microplăcile din acest domeniu îşi schimbă sensul de mişcare către cratonul stabil din NE, adică spre Platforma Moldovenească, producînd o subducţie generală în regiunea carpatică. Ofiolitele din Apuseni sînt obduse, respectiv încorporate în crusta continentală. La finele Cretacicului, Oceanul Siret este integral subdus sub Carpaţi şi va dispare progresiv sub placa panonică, în timp ce blocul dinarid începe un proces de subducţie sub Moezia. În acelaşi timp începe să se formeze structuri în pînze şi vulcanism sialic

între Moezia şi Panonia, între Oceanele Thetys şi Panonic şi între Panonia şi Oceanul Siret (situaţii exprimate în figurile 5 şi 6 ale lucrării). Autorii susţin că Munţii Apuseni, iniţial situaţi în sistemul de expansiune al Dinarizilor, au fost transportaţi cîteva sute de kilometri de la vest spre est, pînă în poziţia lor actuală, în lungul unor falii de transformare, suportînd, totodată, şi o mişcare de rotaţie în raport cu poziţia lor originară.

În Paleogen se dezvoltă ca rezultat al convergenţei plăcilor Rodope şi Moezia, o centură de roci calc-alkaline (banatite), în vestul României şi în Balcani, dispuse în structuri plutonice, subvulcanice şi vulcanice. În acelaşi timp, placa Thetys este în continuare subdusă sub placa Moezia, urmată de o coliziune continentală între Moezia şi Panonia, responsabilă de ridicarea Carpaţilor Meridionali. Evenimentele viitoare sînt dominate de vulcanismul neogen şi de depunerea molasei, ambele dezvoltîndu-se în fazele de sfîrşit ale subducţiei plăcilor şi ale coliziunii.

Deşi lucrarea utilizează numeroase date geologice (cuprinse, analitic şi sintetic, în figurile 7—12 ale lucrării), autorii simt lipsa multora, în special ale acelora privind mişcările de detaliu ale microplăcilor. Este pentru prima dată cînd sînt invocate, în lucrare, cuvintele de „date geofizice", fiind vorba de cele paleomagnetice, încă neexistente şi care ar fi fost absolut necesare pentru a „aduce lumină" în această problemă!

III. ÎN LOC DE CONCLUZII

Scopul expunerii, după cum uşor se remarcă, nu a fost acela de a prezenta idei personale sau un model personal cu privire la integrarea teritoriului României în conceptul tectonicii plăcilor. Nu a fost nici acela de a face aprecieri pozitive sau critice în legătură cu modelele elaborate pînă în prezent în această problemă. Considerăm că nu a fost nici cazul unei atrageri de atenţie specială asupra importanţei rezolvării problemei „tectonicii plăcilor" pentru teritoriul României, problemă care se înscrie pe direcţiile cele mai moderne ale cunoaşterii geologice a planetei noastre. El a fost doar acela de a trece în revistă principalul capital de care dispun ştiinţele geologice româneşti şi care poate fi luat în considerare în integrările viitoare.

Nu era necesar să atragem atenţia asupra limitărilor pe care le relevă fiecare din cele trei modele geologice elaborate. Dealtfel, fiecare colectiv de autori recunoaşte caracterul preliminar al modelului respectiv şi toate încheie cu dorinţa exprimată de a le îmbogăţi conţinutul şi argumentarea. În acord cu aceste aprecieri, este de la sine înţeles că orice îmbunătăţire a modelelor existente sau elaborarea altora — fie ca etape perfecţionate ale precedentelor, fie independente de ele — nu se va putea realiza fără o integrare cît mai completă a elementelor geologice cu cele geofizice.

Din cele expuse rezultă că potenţialul faptic şi cel de creaţie prezintă acumulări şi rezerve mari. Poate lipseşte dorinţa unor colaborări ferme sau persistă unele reţineri. La lectura unor lucrări geofizice se pot surprinde asemenea reţineri, deplin justificate. Ele se referă nu la colaborări între specialişti, ci la acele orizonturi încă insuficient luminate de informaţii

de tip fizic şi care să le fi permis extinderea unor concluzii sugerate de rezultatele pe care le deţineau.

Pe plan general şi în perspectivă, se are în vedere, în primul rînd, o cunoaştere mai amplă a structurii crustei terestre şi a raporturilor ei cu mantaua superioară, o cunoaştere cît mai bună a distribuţiei cîmpului termic în diferite pături constituente ale scoarţei, obţinerea de cît mai multe date paleomagnetice şi realizarea unei sinteze critice a datelor existente de vîrste absolute ale rocilor de pe teritoriul ţării.

Încheiem cu deplina convingere că ne aflăm la capătul unui început promiţător!

Primit la redacţie la 28 iunie 1975

BIBLIOGRAFIE

Airinei Şt., Pricăjan A. (1972) *Corrélations entre la structure géologique profonde et les manifestations postvolcaniques de l'éruptif néogène Călimani-Harghita sur le segment sud des Carpates Orientales.* Rev. roum. géol., géophys., géogr., Série de Géophysique, **16**, *1.*

Airinei Şt., Pricăjan A. (1972a) *Corrélation entre la structure géologique profonde et les manifestations postvolcaniques de l'éruptif néogène de Călimani — Ţibleş — Gutăi sur le segment nord des Carpates Orientales.* Rev. roum. géol., géophys, géogr., Série de Géophysique, **16**, *2.*

Airinei Şt. (1973) *L'appartenance de quatre dislocations crustales dobrogéennes à un probable système de failles de transformation d'âge préjurassique.* Rapp. Proc. — Verb., *XXII*, Fac. 2 a, Monaco.

Airinei Şt., Pricăjan A., Ştefănescu M., Setel M. (1975) *Variaţia manifestării bioxidului de carbon mofetic de la Băile Pucioasa-Sintimbru şi Harghita.* St. cerc. geol., geofiz., geogr., Geologie, **20**, *1.*

Airinei Şt., Pricăjan A. (1975) *Some genetical connections between the mineral carbonic and thermal water and the post-volcanic manifestations correlated to the deep geological structure of the Eastern Carpathians territory — Romania.* Inst. Geol., Geofiz., Stud. tehn. econom., Seria E (Hidrogeologie), *XII*, Bucureşti.

Bleahu M., Bocaletti M., Manetti, P., Peltz S. (1973) *Neogene Carpathian Arc: A continental arc displaying the features of an 'Island Arc'.* Jour Geophys. Res., **78**, *23*, Richmond, Virginia, U.S.A.

Ciocârdel R., Socolescu M. (1969) *L'évolution de l'écorce terrestre en Roumanie.* Rev. roum. géol., géophys., géogr., Série de Géophysique, **13**, *1.*

Ciocârdel R., Socolescu M. (1971) *La structure crustale et subcrustale de la partie sud des Carpates Orientales.* Rev. roum., géol., géophys., géogr., Série de Géophysique, **15**, *1.*

Ciocârdel R., Socolescu M. (1972) *Aspects of the Carpathian-Balkanic — Dinaric and Central Mediterranean areas geodinamics.* Rev. roum. géol. géophys., géogr., Série de Géophysique, **16**, *2.*

Constantinescu L., Cornea I., Enescu D. (1972) *Structure de la croûte terrestre en Roumanie d'après les données géophysiques.* Rev. roum géol., géophys., géogr., Série de Géophysique, **16**, *1.*

Constantinescu L., Cornea I., Lăzărescu V. (1973) *An approach to the seismotectonics of the Romanian Eastern Carpathians.* Rev. roum. géol., géophys., géogr., Série de Géophysique, **17**, *2.*

Dumitrescu I., Săndulescu M., Lăzărescu V., Mirăuţă O., Pauliuc S., Georgescu C. (1962) *Mémoire à la Carte tectonique de la Roumanie.* Ann. Com. Géol. Roum., *XXXII*, Bucarest.

ENESCU D., CORNEA I., CONSTANTINESCU P., RĂDULESCU FL., PĂTRUȚ ȘT. (1972) *Structura scoarței terestre și a mantalei superioare în zona curburii Carpaților*. St. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria Geofizică, **10**, *1*.

GAVĂT I., AIRINEI ȘT., BOTEZATU R., SOCOLESCU M., STOENESCU SC., VENCOV I. (1965) *Contributions de la gravimétrie et de la magnétométrie à l'étude de la structure profonde du territoire de la R. P. Roumanie*. Rev. roum. géol., géophys., géogr., Série de Géologie, **9**, *1*.

GIUȘCĂ D., SAVU H., BERCIA I., KRÄUTNER TH. (1969) *Succesiunea ciclurilor tectonomagmatice prealpine pe teritoriul României*. Bul. Soc. Științ. Geol. Rom., *XI*, București.

HERZ N., SAVU H. (1974) *Plate tectonics history of Romania*. Geol. Soc. Am. Bull., *85*, Washington D.C., U.S.A.

RĂDULESCU D., SĂNDULESCU M. (1973) *The plate-tectonics concept and the geological structure of the Carpathians*. Tectonophysics, *16*, Amsterdam.

SOCOLESCU M., BIȘIR D., POPOVICI D., VISARION M. (1954) *Corecții izostatice în R. P. R.* St. cerc. fiz., **5**, *1—2*.

SOCOLESCU M., BIȘIR D. (1956) *Calculul rețelei stațiilor de pendul din R. P. R.* St. cerc. fiz., **9**, *1*.

SOCOLESCU M., POPOVICI D., VISARION M., ROȘCA V. (1964) *Structure of the Earth crust in Romania as based on the gravimetric data*. Rev. roum. géol., géophys., géogr., Série de Géophysique, **8**, *1*.

IDÉES CONCERNANT L'INTÉGRATION DU TERRITOIRE DE LA ROUMANIE DANS LE CONCEPT DE TECTONIQUE DES PLAQUES

(RÉSUMÉ)

L'auteur signale les principaux travaux géologiques et géophysiques contenant des éléments fondamentaux pour l'intégration du territoire de Roumanie dans le concept de la tectonique des plaques. Jusqu'à présent, on a élaboré trois modèles géologiques argumentés géologiquement. L'un s'appuie sur l'analyse de la succession des roches basiques, ultrabasiques, intermédiaires et volcaniques jeunes, disposées le long de deux zones presque parallèles dans les Carpates Orientales et les Monts Apuseni ; l'autre considère le territoire carpatique évolué dans une série de zones structurales qui peuvent être identifiées avec les régions des actuels arcs insulaires ; enfin, le troisième, bien que plus documenté et argumenté, s'approche bien du premier. Les éléments géophysiques disponibles et ceux potentiellement possibles constituent un fond scientifique non valorisé, mais indispensable pour l'argumentation de futurs essais.

EVOLUȚIA NUCLEULUI CRISTALIN AL CARPAȚILOR ORIENTALI ÎN LUMINA DATĂRILOR RADIOMETRICE

L. PAVELESCU [1], G. POP [2], G. AILENEI [2], I. CRISTEA [2], M. SOROIU [3]

Nucleele de roci cristaline în jurul cărora a evoluat și s-a format arcul carpatic (fig. 1) sînt alcătuite din serii de roci metamorfice diferențiate prin chimism, compoziție mineralogică, intensitatea factorilor metamorfici și vîrsta fazelor de recristalizare.

Chimismul rocilor inițiale este reflectat în compoziția mineralogică a rocilor metamorfice, care, în succesiunea stratigrafică actuală sugerează complexe vulcanogen-sedimentare în care au fost intruse roci magmatice bazice, intermediare și acide și/sau au fost afectate regional de procese de granitizare și feldspatizare. Dispunerea spațială a migmatitelor evidențiază tendința localizării acestora pe un aliniament direcțional și spre marginea plăcii est europene.

Datările radiometrice prin metodele potasiu-argon (3), (6), (7), (8), (18), (19), (20), (21), (24), (25), (26), (34), (35), (36) și rubidiu-stronțiu (10), efectuate pe minerale micacee și roci globale și prin metodele uraniu-plumb (8), (9) efectuate pe zircon, precizează vîrsta ultimelor recristalizări metamorfice și evoluția pînă în stadiul actual al ansamblului structural carpatic.

În tabelul 1 sînt prezentate 44 de vîrste K—Ar dintre care 15 sînt publicate pentru prima oară, obținute pe minerale și roci aparținînd nucleului cristalin al Carpaților Orientali Românești. Pentru determinarea conținutului de potasiu al probelor a fost folosită metoda prin activare cu neutroni rapizi (33) iar pentru determinarea conținutului de argon radiogenic, metoda prin activare cu neutroni termici (32). Precizia și acuratețea metodelor de dozare a potasiului și a argonului radiogenic au fost verificate pe probe standard internaționale — tabelul 2. În acest tabel, în coloanele 2 și 5 sînt arătate conținuturile de potasiu și argon radiogenic ale etaloanelor internaționale LP—6 Bio și Gl—O, determinate în laboratoare din străinătate, iar în coloanele 4 și 7, aceleași conținuturi determinate în laboratorul de la Institutul de Fizică Atomică. Coloanele 3 și 7 arată cantitățile de probă folosite pentru analize. Pentru calcularea vîrstelor K—Ar s-au folosit constantele: $\lambda_\beta = 4{,}72\ 10^{-10}\ an^{-1}$ $\lambda_e = 0{,}585\ 10^{-10}\ an^{-1}$ și $1{,}22\ 10^{-4}\ g^{40}\ K/gK$. Vîrstele izotopice arată că nucleul cristalin al Carpaților Orientali este alcătuit din roci metamorfice aparținînd unor serii cu faze de recristalizare diferită (fig. 2).

Vîrstele K—Ar obținute pentru seria de Bretila—Rarău au fost interpretate folosind metoda izocronei $^{40}Ar_{Rad}$—K (16), (31). La trasarea izocronelor s-a folosit metoda celor mai mici patrate (38), (39). Izocronele

[1] Universitatea din București, Facultatea de Geologie și Geografie, Catedra de Mineralogie.
[2] Întreprinderea Metalelor Rare. Ministerul Minelor, Petrolului și Geologiei, București.
[3] Institutul de Fizică Atomică. C.P. 5206, București.

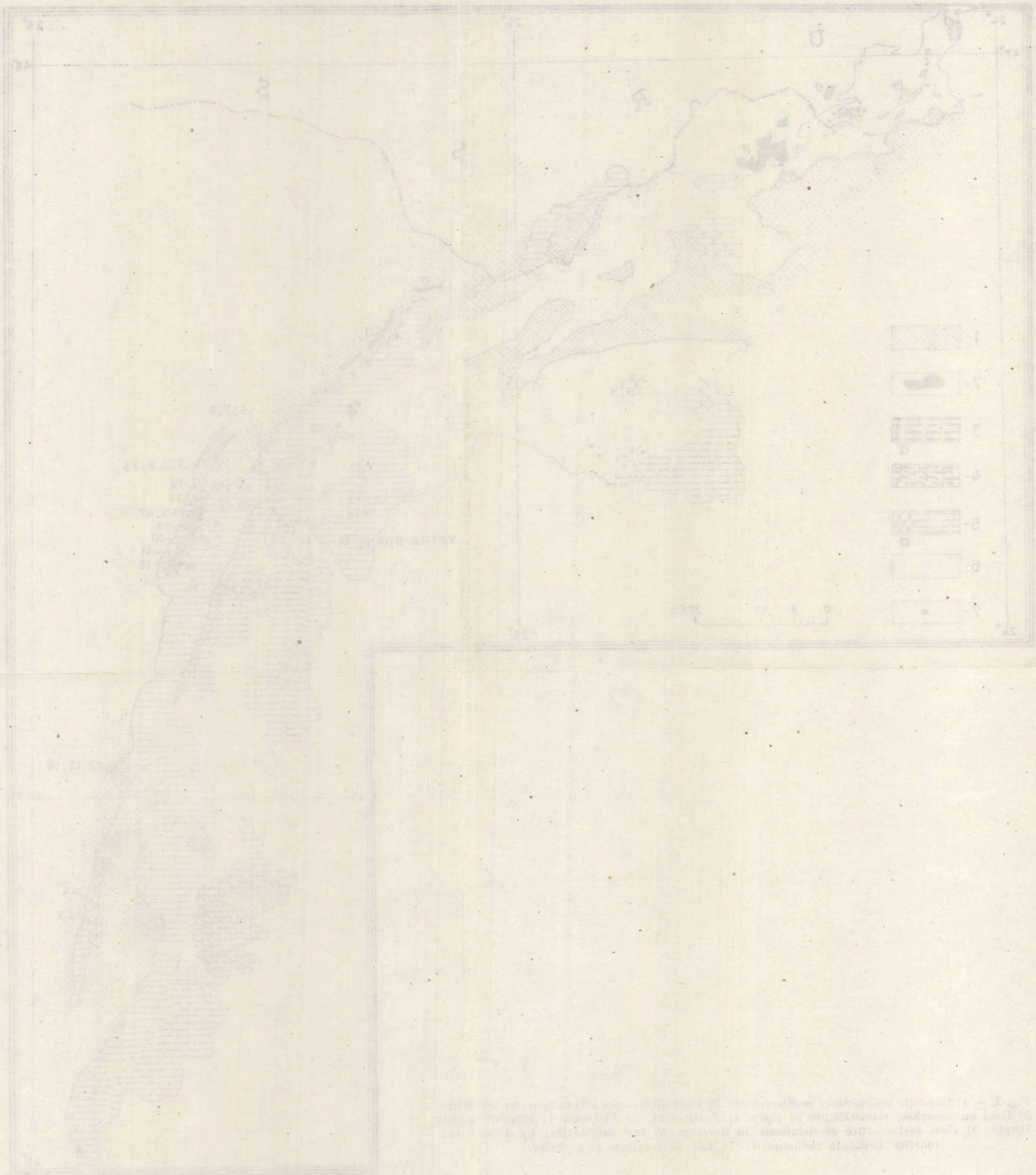
ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., GEOFIZICĂ, T. 14, NR. 1, P. 39—47, BUCUREȘTI, 1976

Tabela 1

Vîrste K–Ar care reflectă orogeneza hercinică

Proba No.		Roca	Mineralul	K %	$^{40}Ar_{Rad}$ 10^{-7} g/g	Vîrsta m.a.
Seria gnaiselor de Rarău	1.	Micaşist	Biotit	3,64	0,63	227± 7
	2.	Gnais	Muscovit	8,41	1,93	297± 6
	3.	Micaşist	Muscovit	2,99	0,65	281± 6
	4.	Gnais	Muscovit	8,61	2,29	341± 7
	5.	Micaşist	Biotit	3,84	1,09	360±10
	6.	Gnais	Biotit	5,95	1,53	330± 7
	7.	Ocular	Muscovit	7,52	2,04	334± 7
	8.	Micaşist	Biotit	4,15	1,05	327± 7
	9.	Micaşist argilizat	Biotit	2,40	0,50	269± 7
	10.	Micaşist	Muscovit	6,01	1,67	355±10
	11.	Micaşist	Biotit	7,71	2,03	338± 7
	12.	Gnais	Muscovit	8,85	2,13	311± 9
	13.	Gnais	Muscovit	8,71	1,99	296± 9
	14.	Micaşist	Muscovit	7,61	1,79	304± 9
	41.	Porfirogen	Muscovit	8,37	1,66	258± 8
	43.	Micaşist	Muscovit	8,04	1,56	255± 7
	45.	Micaşist	Muscovit	5,90	1,26	279± 9
	47.	Micaşist	Muscovit	6,00	1,15	251± 7
Seria de Tulgheş	15.	Şist sericito-cloritos	Sericit	5,63	1,34	307± 6
	16.	,,	Sericit	4,90	1,19	313± 6
	17.	,,	Sericit	4,03	0,96	306± 6
	18.	,,	Sericit	2,75	0,59	277± 8
	19.	,,	Sericit	5,14	1,28	321± 9
	40.	,,	Sericit	4,29	0,89	272± 8
	48.	Şist sericito-cloritos	Sericit	7,59	1,79	305± 9
	49.	,,	Sericit	6,29	1,27	264± 8
	50.	,,	Sericit	7,07	1,53	281± 9
	51.	,,	Sericit	7,10	1,64	299± 9
Seria de Vatra Dornei	36.	Micaşist	Muscovit	6,77	1,38	266± 8
		Vîrste K-Ar care reflectă orogeneza alpină				
Seria de Bistriţa	20.	Cuarţit biotitic	Biotit	3,87	0,34	136± 4
Barnar	21.	Amfibolit	Amfiboli	1,15	0,125	147± 5
	22.	Amfibolit	Minerale femice	3,63	0,54	197± 6
	23.	Cuarţit biotitic	Biotit	3,50	0,40	153± 5
	37.	,,	Biotit	3,76	0,36	130± 4
	42.	Diabaz	Rocă globală	2,25	0,31	187± 5
	46.	Cuarţit biotitic	Biotit	6,89	0,59	117± 4
Porfiroidul de Pietrosu	24.		Minerale femice	3,94	0,57	193± 6
	25.		,,	2,41	0,12	70± 3
Seria gnaiselor de Rarău	26.	Granit	F. plag. acizi	0,204	0,019	128±10
	27.	Diabaz	Minerale femice	0,344	0,028	112± 8
	28.	Amfibolit	Amfiboli	0,77	0,107	186± 6
	44.	Bazalt	Minerale femice	0,71	0,071	136± 4
Seria de Tulgheş	38.	Diabaz	,,	0,65	0,073	151± 5
	39.	Şist sericitos	Stilpnomelan	0,76	0,073	130±25

Fig. 2. — 1) Depozite sedimentare nediferențiate. 2) Roci ultrabazice : β) bazalte, σ) peridotite. 3) Roci metamorfice recristalizate în alpin. a) Porfiroidul de Pietrosu. 4) Masivul sienitic Ditrău. 5) Roci metamorfice recristalizate în hercinic. a) roci migmatice. 6) Roci metamorfice nedatate radiometric. 7) Loc de recoltare al probelor.



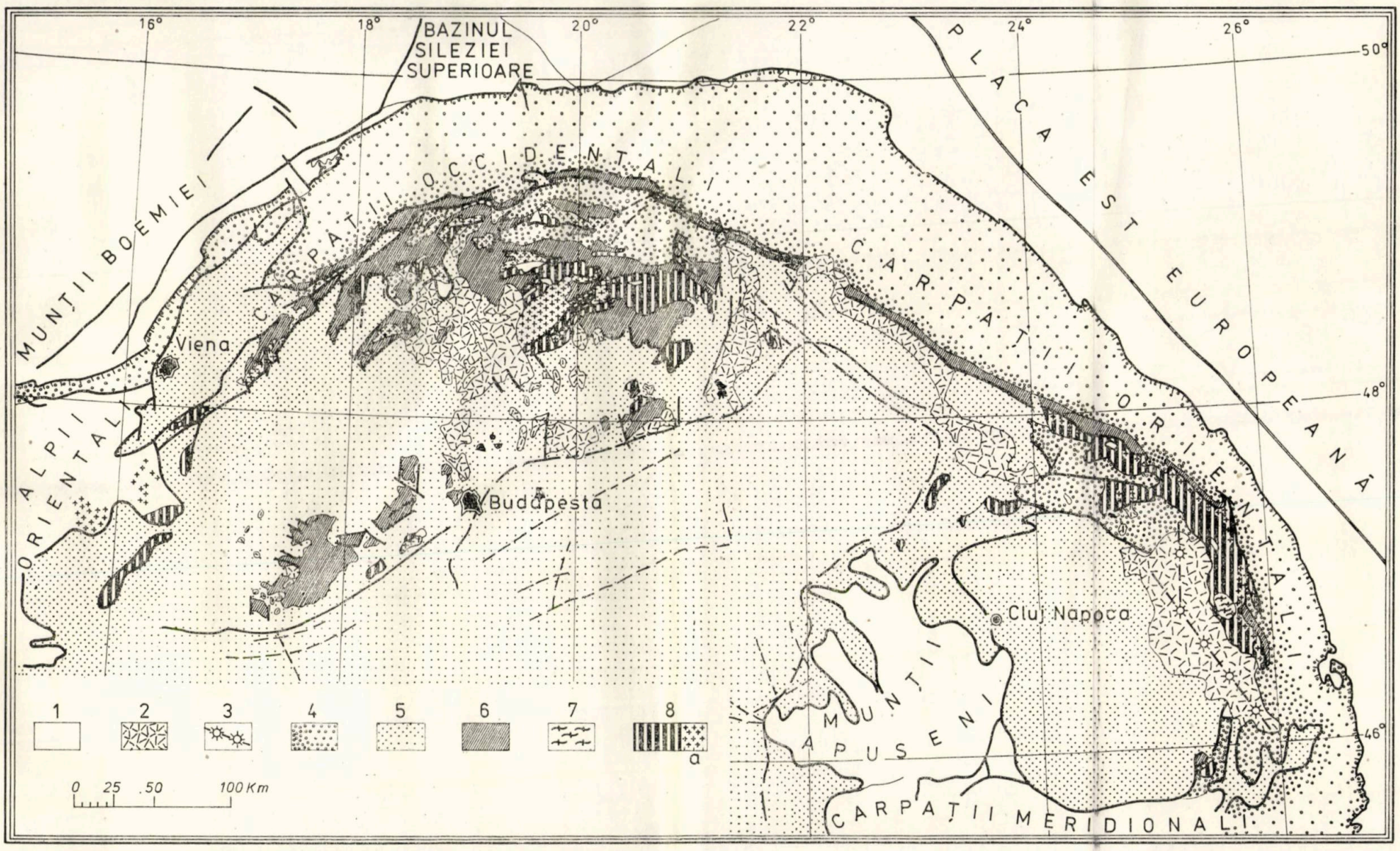


Fig. 1.—1) Depozite de platformă. 2) Roci vulcanice neogene. 3) Vulcani neogeni. 4) Depozite de fliș. 5) Depozite de bazine interne. 6) Depozite epicontinentale Tr-K_1 nedivizate. 7) Masivul sienitic Ditrău. 8) Nuclee cristaline; a) roci granitoide și migmatice.

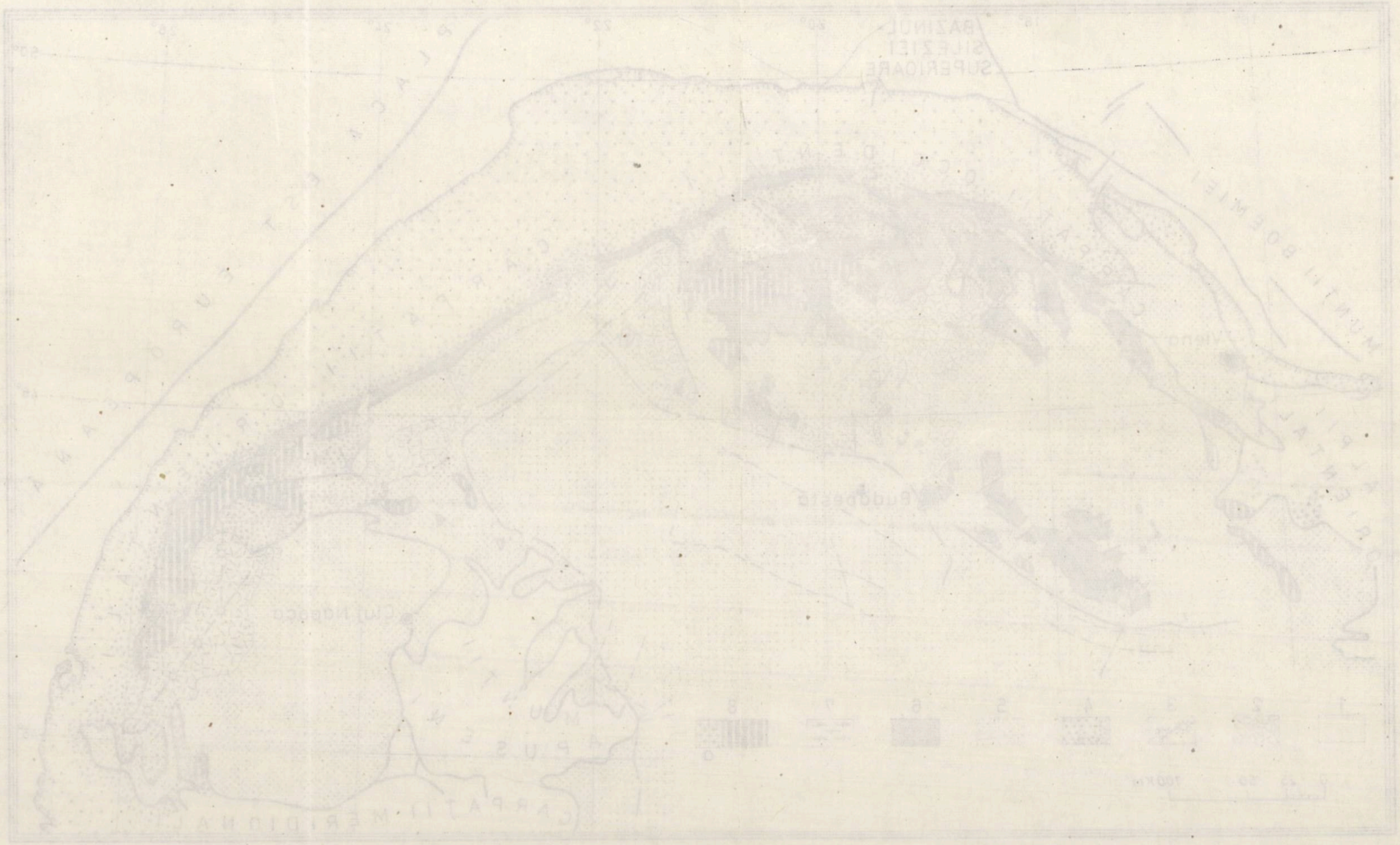


Tabela 2

Proba		K %		$^{40}Ar_{Rad}$ 10^{-7} g/g		
1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.
LP—6Bio/40/	8,327±0,002	0,100	8,38±0,08	0,768±0,007	0, 600	0,770 ± 0,015
		0,100	8,51±0,09			
GL—O /29/	6,592±0,013	0,050	6,57±0,06	0,443±0,004	0, 700	0,421 ± 0,013
		0,050	6,67±0,07		2, 000	0,434 ± 0,009

trasate pentru seria de Bretila—Rarău (fig. 3a) pun în evidență următoarele faze de recristalizare :

— caledoniană tîrzie — hercinică timpurie. Această fază este indicată de izocrona de 368 ± 10 m.a. cu intercepție negativă la 0,19 10^{-7} g ^{40}Ar, pe care se înscriu probele 3, 4, 6, 8, 9 și 11 și de izocrona de 368±4 m.a. cu intercepție negativă la 0,43 10^{-7} g ^{40}Ar pe care se înscriu probele 1, 12, 14 și 45 ;

— sudetă, indicată de izocrona de 332 ± 7 m.a. cu intercepție pozitivă la 0,10 10^{-7} g ^{40}Ar definită de probele 5, 7, și 10 ;

— asturică — saalică pusă în evidență de izocrona de 275 ± 3 m.a. cu intercepție negativă la 0,12 10^{-7} g ^{40}Ar pe care se înscriu probele 41, 43 și 47.

Un alt eveniment, fază de recristalizare sau numai eveniment termic, desfășurat acum 300 m.a., ar putea fi pus în evidență de probele 2 și 13 cu vîrste individuale de 297 ± 6 m.a. și 296 ± 9 m.a., care nu se suprapun satisfăcător pe nici una din izocrone.

Vîrstele K—Ar determinate pentru seria de Tulgheș, interpretate tot prin metoda izocronei $^{40}Ar_{Rad}$ —K (fig. 3b), arată că, în limita erorilor

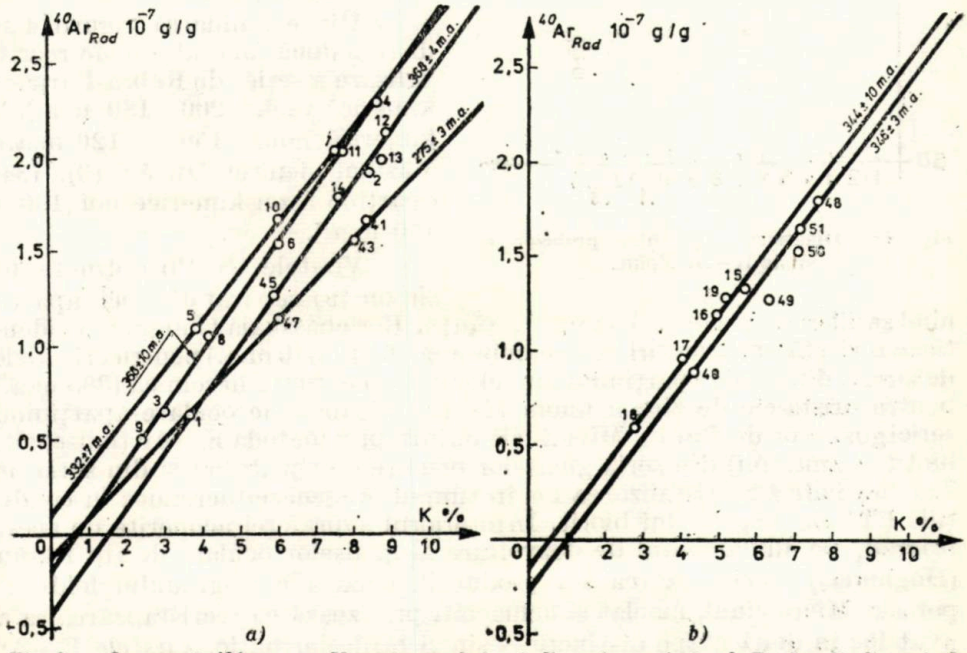


Fig. 3. — Izocronele $^{40}Ar_{Rad}$ — K pentru probele *a*) din seria gnaiselor de Rarău, *b*) din seria de Tulgheș.

experimentale, recristalizarea acestei serii (344 ± 10 m.a.) a fost sincronă cu recristalizarea seriei de Bretila-Rarău. După cum se vede din figura 3b vîrstele K—Ar ale seriei de Tulgheş se dispun pe două izocrone cu aceeaşi pantă, dar cu ordonate la origine diferite. Probele 49 şi 50 nu se suprapun pe nici una din cele două izocrone. Pentru precizarea etapelor din evoluţia seriilor de Bretila-Rarău şi Tulgheş puse în evidenţă de vîrstele K—Ar interpretate prin metoda izocronei $^{40}Ar—K$ este evident că sînt necesare mult mai multe vîrste K—Ar care să fie interpretate prin această metodă.

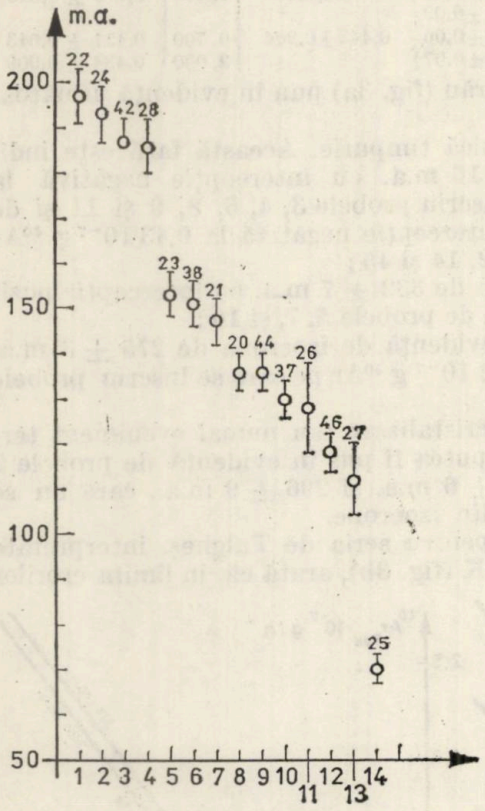


Fig. 4. — Diagrama frecvenţei probelor cu vîrste K—Ar alpine.

Vîrstele K — Ar obţinute pentru seria de Rebra — Barnar şi pentru magmatismul alpin sînt prezentate în figura 4. Cele 14 probe au fost numerotate în ordinea descrescătoare a vîrstelor lor. În graficul din Fig. 4 în abscisă este trecut numărul de ordine al probelor, iar în ordonată vîrsta K—Ar a acestor probe în m.a. Lungimea barelor arată mărimea erorii cu care au fost obţinute vîrstele izotopice.

Din examinarea figurii 4 se disting două faze alpine de recristalizare a seriei de Rebra-Barnar : kimerică veche (200—180 m.a.) şi kimerică nouă (150 — 120 m.a.). Masivul sienitic Ditrău (3), (34) aparţine fazei kimerice noi (160—150 m.a.).

Vîrstele U—Pb obţinute pe zircon (9) separat din roci aparţinînd seriilor de Belopotokskaia (Rarău) şi Berlebaşskaia (Tulgheş) evidenţiază o vîrstă infracambriană—cambriană (640—540 m.a.) pentru cristalele de zircon din rocile aparţinînd ambelor serii şi o vîrstă hercinică (305 m.a.) pentru cristalele de zircon idiomorfe din migmatitele oculare aparţinînd seriei gnaiselor de Rarău. Mineralele datate prin metoda K—Ar (muscovit, biotit şi amfiboli) din seria gnaiselor oculare de tip Rarău şi din seria de Tulgheş indică recristalizarea lor în timpul orogenezei hercinice în condiţiile PT° ale izogradului biotit. În interiorul suprafeţei acoperite de acest izograd, pe aliniamentul de dezvoltare al gnaiselor oculare de tip Rarău (Hăghimaş) recristalizarea s-a produs în condiţiile izogradului feldspat potasic. Microclinul, maclat şi nemaclat, precizează că recristalizarea sa a avut loc în două etape distincte — sin şi tardecinematic. Vîrstele K—Ar ale microclinului (25) relevă intervalul 349—244 m.a. dar la interpretarea

acestor date trebuie avut în vedere faptul că microclinul, prin structura sa cristalină, pierde argonul radiogenic chiar la temperaturile obișnuite.

Atît mineralele cît și rocile datate din cuprinsul seriei de Rebra Barnar (inclusiv porfiroidul de Pietrosu) evidențiază un metamorfism alpin cu tendința de individualizare în două maxime aparținînd fazelor kimerice (fig. 2, 4; tabel 1), metamorfism care depășește izogradul „biotit".

A. Streckeisen (34) distinge următoarele etape de evoluție ale masivului sienitic Ditrău :

— intruziunea lit par lit de magme gabbroice și dioritice în șisturile cristaline preexistente ;

— intruziunea unor magme sienitice ;

— venirea unor soluții magmatice subsaturate în siliciu care au produs schimbări metasomatice și hibridizări ample în toate părțile masivului. Acesta este evenimentul cel mai important ;

— intruziunea de lamprofire atît în cuprinsul masivului cît și în afara lui.

Diabazele cu treceri spre dolerite, intruse sub formă de dykuri și silluri și în seriile recristalizate în hercinic indică vîrste care gravitează în jurul fazei kimerice noi — aproximativ 130 m.a.

Discuție. Tipurile de roci metamorfice diagnosticate în cuprinsul seriei gnaiselor de Rarău — micașisturi, amfibolite, metadiorite, metatonalite, metadacite, metariolite, metagranite, cuarțite — fac posibilă definirea acesteia ca un mélange de roci sedimentare și magmatice. Prezența unor relicte de amfibolite parțial migmatizate cu potasiu, a unor micașisturi în masa cărora se dezvoltă ochiuri de microclin, precum și dezvoltarea diferită, funcție de nivelul de eroziune al diferitelor compartimente structurale, a microclinului sin sau tardecinematic conduc la ideea că pe aliniamentul de dezvoltare al gnaiselor oculare au avut loc procese de feldspatizare potasică cu intensitate de desfășurare aparent diferită.

Fiziografic, blasteza microclinului s-a făcut pe rețeaua cristalină a unor minerale preexistente, îndeosebi feldspați plagioclazi. Dezvoltarea unor corpuri de carbonați de tip ankeritic în imediata vecinătate a gnaiselor oculare, presupune un aport de Mg și Fe și implicit substituția metasomatică a unor silicați feromagnezieni preexistenți în rocile pe seama cărora s-au desfășurat procesele de granitizare.

Vîrstele U—Pb obținute pentru cristalele de zircon idiomorfe caracteristice zonelor migmatizate (9) evidențiază evenimentele hercinice ca principale faze de granitizare. Gnaisele plagioclazice din zona Bicaz, zona Lucina și seria Belopotokskaia precum și tonalitele din zonele Puzdra și Tătarca indică fie nivele diferite de eroziune ale compartimentelor structurale, fie o dezvoltare doar parțială a proceselor de granitizare.

Vîrstele U—Pb obținute pe cristale rulate de zircon separate din gnaise plagioclazice aparținînd seriei de Belopotokskaia, vîrste cuprinse în intervalul 640—540 m.a., pot sugera, pînă la noi date, vîrsta formațiunilor pe seama cărora s-a format această serie. Cristalele idiomorfe de zircon separate din rocile metavulcanogene ale seriei de Berlebașskaia prezintă vîrste U—Pb cuprinse între 640 și 605 m.a. Aceste vîrste sînt în acord cu vîrstele Pb—Pb obținute pe galenele din zăcămintele de sul-

furi complexe localizate în seria de Tulgheş, adiacentă la vest seriei de Bretila-Rarău (Belopotokskaia).

Principalele minerale cu semnificaţie pentru ultima recristalizare metamorfică a seriilor de Rarău şi Tulgheş — muscovit, biotit, hornblendă comună — se înscriu în izogradele biotit şi feldspat potasic. Intercalaţiile de micaşisturi cartate în cuprinsul seriei de Tulgheş în sondele structurale din perimetrele Primatar—Bradu, Crucea—Pîrîul Livezi demonstrează foarte clar metamorfismul acestei serii în cuprinsul izogradului biotit. Incompetenţa chimică este răspunzătoare pentru faptul că granatul prehercinic în cuprinsul seriei de Tulgheş este mai bogat în mangan decît în seria gnaiselor de Rarău. Relictele sporadice de disten din cuprinsul seriei gnaiselor de Rarău (zonele Pojorîta şi Chiril—Rarău) (13) precum şi almandinul ar putea indica un metamorfism prehercinic de P mult mai ridicată.

În lumina acestor date, metamorfismul hercinic poate fi caracterizat ca fiind, în principal, metasomatic cu aport de potasiu, de T° maxime atinse în izogradul feldspatului potasic (microclin) şi T° minime corespunzătoare izogradului biotitului. P au fost joase.

Începînd cu porfiroidul de Pietrosu spre w pînă la eruptivul neogen rocile şi mineralele metamorfice evidenţiază faze de recristalizare în timpul orogenezei alpine (tabel 1, fig. 4). Privitor la condiţiile P T° din cuprinsul acestor roci metamorfice se pot face următoarele precizări :

— sillimanitul este un fibrolit format pe seama biotitului (30);

— prezenţa andaluzitului, distenului şi sillimanitului precum şi a talc — diopsidului în diverse orizonturi indică variaţii bruşte ale condiţiilor P T° şi în cursul fazelor orogenice alpine;

— lipsa calcarelor dolomitice triasice din cuvertura sedimentară a seriilor precum şi prezenţa calcarelor cristaline dolomitice în cuprinsul seriilor ar putea indica metamorfozarea posttriasică a acestora;

— tot recristalizărilor metamorfice alpine li se pot atribui stilpnomelanul din seria gnaiselor oculare de tip Rarău şi din seria de Tulgheş (proba 39) şi fibrolitul diagnosticat într-o enclavă de micaşist prinsă într-un dyke de diabaz-dolerit.

Formarea stilpnomelanului pe seama biotitului hercinic în cursul orogenezei alpine reflectă creşterea presiunilor datorită ridicării nucleelor care au recristalizat în alpin şi distanţa faţă de axul termic al metamorfismului.

Magmatismul bazic — ultrabazic alpin, reprezentat prin peridotit-serpentinite, diabaz-dolerite, gabbrouri şi lamprofire, distribuit în special pe falii direcţionale în cuprinsul întregului nucleu cristalin, prezintă următoarele caracteristici :

— peridotit-serpentinitele aflorează în special în jurul liniei central-carpatice (Breaza—Lucina) şi nu pare să fie intrus în sedimente mai noi decît cretacicul inferior + mediu;

— gabbrourile şi diabaz-doleritele sînt incluse în special în seriile recristalizate hercinic şi relevă vîrste K—Ar care gravitează în jurul fazei orogenice kimerice noi;

— lamprofirele (cu toată suita descrisă în literatură) par să afloreze în seriile recristalizate în alpin şi în jurul masivului sienitic Ditrău şi prezintă vîrste K—Ar cuprinse în intervalul 187 $\pm$ 5—151 $\pm$ 5 m.a. (probele

42 și 38). A. Streckeisen și J.C. Hunziker (34) au determinat vîrste K—Ar de 161 ± 7 și 156 ± 6 m.a. pentru tinguaite din masivul Ditrău.

Dacă intruziunile de peridotit-serpentinite, gabbrouri și diabaz-dolerite ar putea indica fragmentele de manta intruse tectonic în seriile hercinice ca efect al proceselor de convergență legate de dispariția oceanului Thetis, cele de „lamprofire" par să facă corp comun cu recristalizările metamorfice alpine, inclusiv punerea în loc a masivului sienitic Ditrău. În acest sens, gradul de „contaminare alcalină" precum și modul lor de distribuție spațială va trebui precizat.

Zona de migmatizare, paralelă cu marginea sud-estică a plăcii esteuropene, presupune desfășurarea proceselor metamorfismului metasomatic hercinic deasupra unui plan Benioff în condiții T° care nu au depășit cu mult 500°C și P scăzute. Recristalizările metamorfice alpine pun în evidență zone mobile rezultate în urma coliziunii crustale de la sfîrșitul orogenezei hercinice și mișcările de rearanjare prin derivă a nucleelor cristaline premezozoice. În acest sens, coexistența unor minerale de T° ridicată și/sau P ridicată sau joasă relevă alternanța de faze de compresiune și extensiune de scurtă durată.

Primit la redacție la 11 mai 1976

BIBLIOGRAFIE

1. Afanasiev G. D., Beneș K., Boiko A. K., Borsuk A. M., Zoubek V., Kameniţki L., Kratț K. O., Mitrofanov F. P., Palivțeva M., Semenenko N. P., Țambel B., Surkin K. A. (1973). *Predvaritelinie itogi sotrudnicestva ucionih Cehoslovakii i Sovetskogo Soiuza po probleme koreliații dokembriiskih obrazovanii i etapam razvitiia podvijnih poiasov v socilenenii s platformoi.* Izv. Akad. Nauk. SSSR, Ser. geol., **11**, p. 3—14.

2. Atanasiu I. (1928). Cercetări geologice în împrejurimile Tulgheșului. An. Inst. Geol. Rom. *13*, p. 373—511.

3. Bagdasarian G. P. (1972). *Despre vîrsta absolută a unor roci eruptive și metamorfice din Masivul Ditrău și Munții Banatului din România.* St. cercet. geol., geofiz., geogr., Ser. geologie, **17**, *1*, p. 13—21.

4. Bercia I., Bercia Elvira, Kräutner H., Kräutner Florentina, Mureșan M., (1967). *Les unités tectoniques, la structure et la stratigraphie des formations métamorphiques de la zone cristallino-mesozoïque des Monts Bistrița (Carpates Orientales)* D.S. Com. Stat. Geol., **53**, *1*, (1965—1966).

5. Bleahu M. (1974). *Zone de subducție în Carpații Românești.* D.S. Inst. Geol., **60**, *5*, p. 5—26 (1972—1973).

6. Boiko A. K., Kruglov S. S., Kuliciţkii I. O., Matkovskii O. I., Merlici B. V., Spitkovskaia S. M., Fișkin M. I., Ționi O. V., Cedjemov G. H. (1970). *Absoliutnaia geohronologia glavneișih Kompleksov ukrainskih Karpat.* Trudî XV-oi sesii kommissii po opredeleniiu absoliutnogo vozrasta geologiceskih formații. Nauka, Moskva.

7. Boiko A. K., Neciaev S. V., Kotlovsika F. I. (1974). *Cias proiavleniia progresivnogo metamorfizmu u Bilonotoțikii sviti marmarosikogo masivu.* Dopov. Akad. Nauk. Ukr. R.S.R. Ser. B, **36**, *11*, p. 963—965.

8. Boiko A. K., Kameniţki L., Semenenko N. P., Țambel B., Șcerbak N. (1974). *Ciasti rezulitatov opredeleniia absoliutnogo vozrasta gornîh porod kristaliceskogo masiva zapadnîh Karpat i sovremennoe sostoianie znanii.* Geol. Carpathica, **25**, *1*, p. 25—39.

9. Boiko A. K., Bartniţkii E. N., Eliseeva G. D., Kazanţeva A. I., Levkovskaia N. I., Ovsienko V. D., Pereţ G. I. (1975), *Rezulitatî pervogo issledovaniia po ţirkonovoi hronologii kristaliceskogo iadra Vostocinîh Karpat.* Geol. J., *2*, p. 112—116.
10. Burchart J. (1968). *Rubidium-strontium isochron ages of the crystalline core of the Tatra Mountains, Poland.* Amer. J. Sci., *266*, p. 895—907.
11. Burchart J. (1970). *The crystalline core of the Tatra Mountains: a case of polymetamorphism and polytectonism.* Eclogae. Geol. Helv. **63**, *1*, p. 53—56.
12. Burchart J. (1972). *Fission-track age determinations of accessory apatite from the Tatra Mountains, Poland. Earth. Planet.* Sci. Lett., **15**, p. 418—422.
13. Cristea I. *Rapoarte geologice pe anii 1967—1975.* Arhiva I.M.R.
14. Dickinson W. R. (1972). *Evidence for plate-tectonic regimes in the rock record.* Amer. J. Sci., *272*, p. 551—576.
15. Dudek A., Melkova J. (1975). *Radiometric age determination in the crystalline basement of the Carpathian Foredeep and of the Moravian Flysch.* Vestn. ustred. ust. geol., **50**, *5*, p. 257—264.
16. Harper C. T. (1970). *Graphical solutions to the problem of radiogenic argon 40 loss from metamorphic minerals.* Eclogae. Geol. Helv., **63**, *1*, p. 119—140.
17. Horvath F. (1974). *Application of plate-tectonics to the Carpatho-Pannon region: a review.* Acta Geol. Acad. Sci. Hung., **18**, *3—4*, p. 243—255.
18. Iaroş B. I., Savcenko M. A., Zaidis B. B. (1971). *Absoliutnii vik porid doneogenovogo fundamentu Zakarpatskogo proginu v raioni Ujgoroda.* Dopov. Akad. Nauk. Ukr. R.S.R. Ser. B., **33**, *6*, p. 538—540.
19. Kantor J. (1960). *Kriedové orogenetické procesy vo svetle geochronologického výskumu veporidného kryštalinika* (Kuhútske pásmo). Geol. práce, Správy *19*, 5—19.
20. Kantor J. (1961). *Beitrag zur Geochronologie der Magmatite und Metamorphite des westkarpatischen Kristallins.* Geol. práce. Zošit., *60*, p. 303—317.
21. Lazarenkov E. K., Matkovskii O. I., Ţioni O. V., (1973). *Pro vik metamorficinih porid rumunskoi ciastini marmarosikogo masivu v shidnih Karpatah za danimi Kalii-argonovogo metodu.* Dopov. Akad. Nauk. Ukr. R.S.R. Ser. B, **33**, *5*, p. 399—402.
22. Lexa J., Konečny V. (1974). *The Carpathian volcanic arc: a discussion.* Acta Geol. Acad. Sci. Hung., **18**, *3—4*, p. 279—293.
23. Miyashiro A. (1972). *Metamorphism and related magmatism in plate tectonics.* Amer.J. Sci., *272*, p. 629—656.
24. Mînzatu S., Lemne M., Vîjdea E., Tănăsescu A., Ioncică M., Tiepac I. (1975). *Date geocronologice obţinute pentru formaţiuni cristalofiliene şi masive eruptive din România.* D. S. Inst. Geol. Geof., **61**, *5*, p. 85—111 (1973—1974).
25. Mureşan M., Tănăsescu A., Ioncică M. (1975). *Concordanţa de vîrstă între metamorfismul regional proterozoic al granitoidelor de Hăghimaş şi cel al seriei de Bretila-Rarău (Carpaţii Orientali).* D. S. Inst. Geol. Geof., **61**, *5*, p. 135—149 (1973—1974).
26. Pop G., Ailenei G., Cristea I., Soroiu M., Popescu G. (1974). *Evolution of the metamorphic belt in the Romanian East Carpathians as revealed by the K-Ar dating.* Rev. Roum. Géol. Géophys. et Geogr., Géophysique, *18*, p. 141—148.
27. Rădulescu D. P. (1973). *The plate tectonics concept and the geological structure of the Carpathians.* Tectonophysics, *16*, p. 155.
28. Rădulescu D. P. (1973). *Plate tectonics in Tertiary volcanic areas. An example: The Carpathians.* Simpozionul de vulcanologie. Bucureşti, 1973.
29. De La Roche H., Govindaraju K., Odin G. S. (1976). *Rapport préliminaire sur l'étalon analytique GL-O de l'Association Nationale de la Recherche Scientifique.* Circulaire no. 423.
30. Savul M. (1938). *Le cristallin de Bistriţa.* Ann. Scient. Univ. Jassy, **24**, *1*, p. 206—285.
31. Shafiqullah M., Damon P. E. (1974). *Evaluation of K-Ar isochron methods.* Geochim. Cosmochim. Acta., *38*, p. 1341—1358.
32. Soroiu M., Cerei M. (1967). *New developments in radiogenic argon determination by neutron activation analysis.* Geochim. Cosmochim. Acta., *31*, p. 1271—1279.
33. Soroiu M., Popescu G. (1974). *A new method for potassium determination by fast neutron activation in mineral and rock samples.* Rev. Roum. Géol. Géophys. et Geogr.-Géophysique. **18**, p. 101—106.
34. Streckeisen A., Hunziker J. C. (1974). *On the origin and age of the nepheline syenite massif of Ditro (Transylvania, Rumania).* Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., **54**, *1*, p. 59—77.

35. Tkaciuk L. G., Danilovici I. R., Afanasieva M. A. (1972). *Pro vik porid kristalicinogo kompleksu ta osadocinogo ciohla shidnih ukrainskih Karpat.* Dopov. Akad. Nauk. Ukr. R.S.R. Ser. B, **34**, *2*, p. 121—124.
36. Voloșin A. A., Ționi O. V. (1974). *O vozraste vajneișih etapov razvitia severo-zapadnogo okoncianiia marmaroșskogo kristaliceskogo massiva (po dannîm kalii-argonovogo metoda).* Geol. J., **34**, *3*, p. 58—64.
37. Winkler H. G. F. (1970). *Abolition of metamorphic facies.* Göttingen.
38. York D. (1966). *Least squares fitting of a straight line.* Can. J. Phys., **44**, p. 1079—1086.
39. York D. (1967). *The best isochron. Earth. Planet.* Sci. Lett., *2* p. 479—482.
40. — *LP- 6 Bio Information sheets No. 1—9* (1971). U. S. Geological Survey. Menlo Park. California.

EVOLUTION OF THE CRYSTALLINE NUCLEUS OF THE EAST CARPATHIANS IN THE LIGHT OF RADIOMETRIC DATING

(ABSTRACT)

The radiometric ages obtained on minerals and rocks belonging to the crystalline nucleus of the East Carpathians point out the metamorphic recrystallization of these minerals and rocks during the Hercynian and Alpine orogenies. The metamorphism of the Hercynian series is characterized by granitization processes along the Eastern alignment of the nucleus under PT° conditions corresponding to the biotite and potassium feldspar isogrades. The alpine recrystallization within the biotite-staurolite-sillimanite isogrades is localized in the Western half of the nucleus and probably affected the sedimentary Triassic deposits as well. The basic and ultrabasic igneous rocks intruded into the Hercynian recrystallized series differ by their chemistry from the lamprophyres intruded into the metamorphic rocks recrystallized during the Alpine orogeny.

FORMELE CRISTALINE ALE ZĂPEZII ŞI CONDIŢIILE TERMODINAMICE DIN STRATUL GENERATOR DIN NOR, ÎN IARNA 1971—1972

DE

ELENA DECU [1], DOINA GRIMANI [2], ŞTEFAN ZAREA [3], ALEXANDRU GRIGORIU

În prezenta lucrare se analizează corelaţia dintre structura termică a atmosferei după datele radiosondajului şi formele cristaline ale zăpezii, primită la sol, în scopul identificării straturilor generatoare de precipitaţii din nori. Acest lucru este posibil, întrucît formele cristaline sînt funcţii termodinamice cu dependenţă tare faţă de temperatură şi dependenţă slabă sau moderată faţă de suprasaturaţie, în raport cu ghiaţa. Dependenţele menţionate au fost stabilite experimental de NAKAYA (1938, 1954) (planşa I), HANAJIMA (1942, 1944), KAMPE, WEICKMANN, KELLY (1951), WEICKMANN (1957 b) (planşa II) etc.

În cazul norilor stratiformi s-a identificat cu uşurinţă că stratul generator este foarte frecvent un strat de amestec (GRIGORIU, GRIMANI, 1970) între două mase de aer suprapuse, cu caracteristici termice şi cinematice deosebite. În cazul norilor cumuliformi, este evident amestecul, dar nu se poate pune problema unui „strat" de amestec.

Pentru identificarea straturilor de amestec ne-am călăuzit după două principii şi anume :

1. după schimbarea gradientului termic în stratul intermediar faţă de straturile inferior şi superior, şi

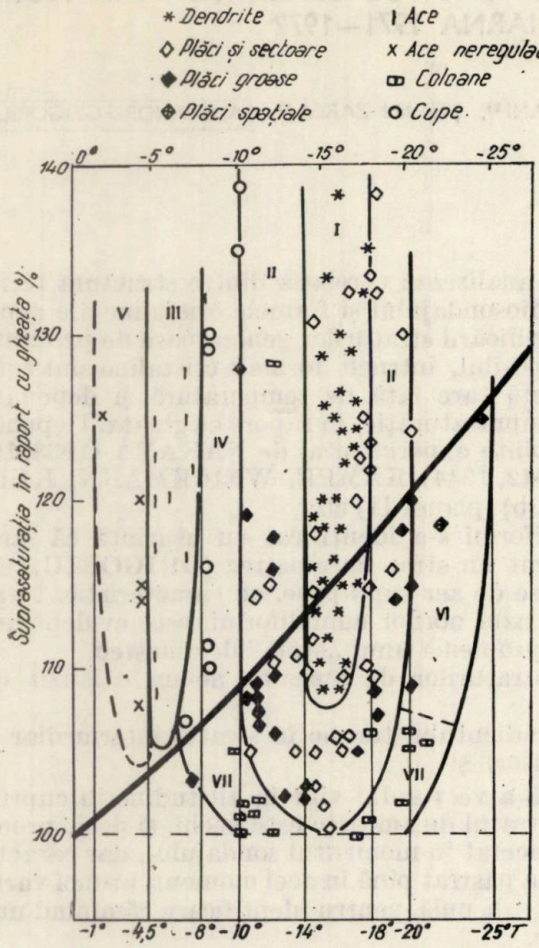
2. după variaţia rapidă a vectorului vînt în altitudine în cuprinsul stratului de amestec. Dacă stratul de amestec este vechi, şi deci, procesul cinematic al amestecului a încetat în momentul sondajului, dar caracterul termic de strat de amestec s-a păstrat pînă în acel moment, atunci variaţia vîntului este de obicei mică sau nulă, pentru identificare rămînînd numai criteriul gradientului termic.

În cele ce urmează vom prezenta analiza căderilor de zăpadă mai semnificative (6 cazuri) din iarna 1971—1972. Pe graficele extrase de pe diagramele Stüve au fost înscrise curbele temperaturii şi umezelii pentru ziua respectivă (continuu) şi cea anterioară (punctat). Stratul generator a fost simplu îngroşat pe curba $T(z)$, dacă a rezultat din ascensiune adiabatică pe o suprafaţă frontală ; dacă însă a fost un strat de amestec, s-a marcat şi prin liniuţe orizontale.

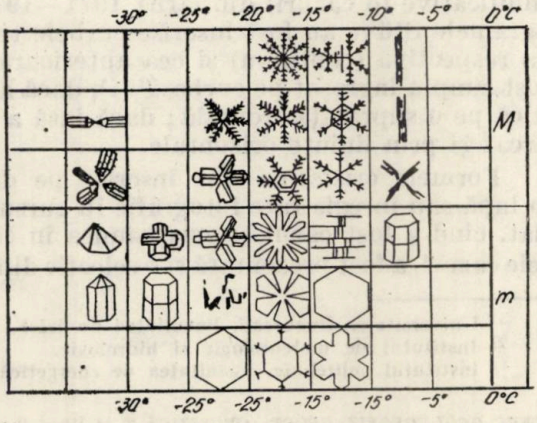
Formele cristaline sînt înscrise pe diagramă prin figurile văzute sub lupă sau înregistrate fotografic în cursul ninsorii. În analiză am semnalat, cînd a fost cazul, şi succesiunea în timp a formelor observate. În unele cazuri, a fost prezentată şi o selecţie din fotografiile obţinute.

[1] Universitatea Bucureşti, Facultatea de fizică.
[2] Institutul de meteorologie şi hidrologie.
[3] Institutul politehnic, Facultatea de energetică, mecanica fluidelor.

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., GEOFIZICĂ, T. 14, NR. 1, P. 49—63, BUCUREŞTI, 1976



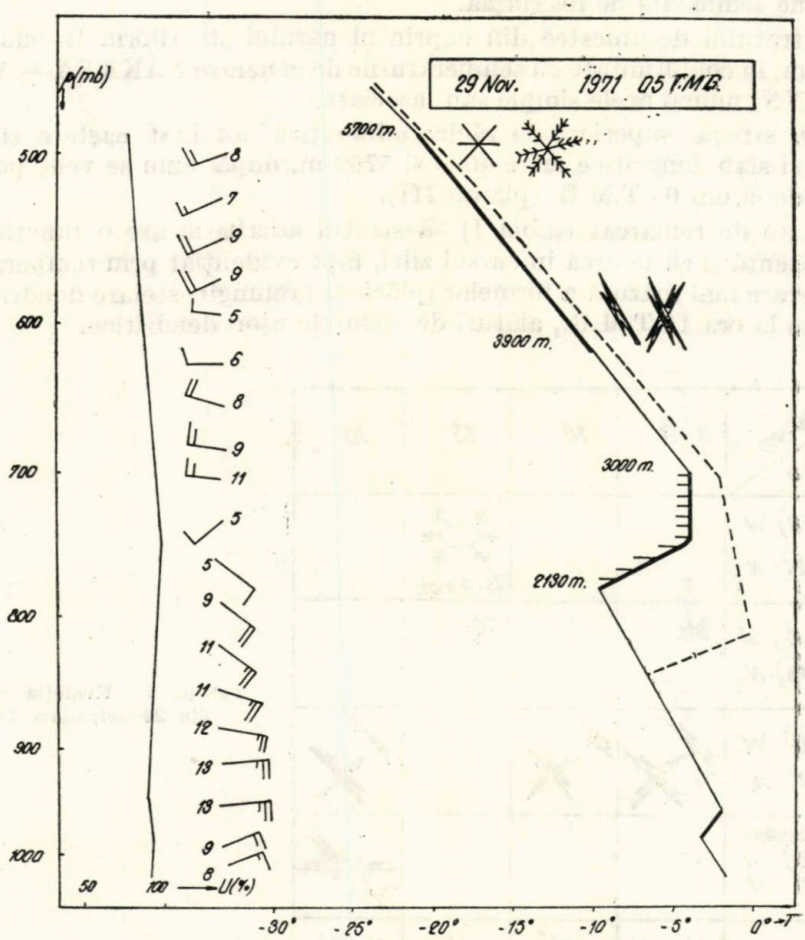
Planșa I.— Corelația dintre formele generale cristaline și parametrii genetici (după Nakaya, 1954).



Planșa II.— Corelația dintre formele cristaline tipice, temperaturi de apariție și umezeală relativă (*m* = mică, *M* = mare) față de ghiață (după Weickmann, 1957).

29 noiembrie 1971

Din comparaţia sondajelor de la orele 23, 05, 11, 17 T.M.G. cu sondajele corespunzătoare din ziua anterioară, rezultă că s-a produs o invazie rece. Pe sondajul de la ora 05 T.M.G. (planşa III) se vede că, mai ales stratul de amestec anterior (1500—3000 m) a manifestat o răcire evidentă, ceea ce a urcat inversiunea de la baza stratului, cu 600 m.



Planşa III. — Corelaţia dintre formele cristaline ale zăpezii şi radiosondaj (temperatură, umezeală şi vînt).

Din analiza sondajului de vînt, pe aceeaşi diagramă, se constată că peste advecţia rece din ESE se suprapune brusc (în cadrul inversiunii amintite) o advecţie caldă din V, vîntul rotindu-se la dreapta cu aproape 180°. Aşadar, stratul de tranziţie este obligatoriu un strat de amestec între cele două mase de aer şi reprezintă, de fapt, secţiunea suprafeţei frontale.

În cursul zilei, constatăm că stratul de amestec, avînd inversiunea la bază, s-a urcat treptat, astfel: ora 23 T.M.G. (1800—2200—2560 m), ora 05 T.M.G. (2130—2480—3000 m), ora 11 T.M.G. (2550—2900—3620 m), ceea ce marchează cunoscuta evoluţie ascendentă a secţiunii frontului rece. Este evident că masa rece invadatoare de la sol produce urcarea adiabatică a masei calde suprapuse. Răcirea adiabatică a asigurat generarea precipitaţiilor pînă la aproximativ 5700 m, fapt exprimat în formele cristaline semnalate pe diagramă.

Stratului de amestec din cuprinsul norului stratiform trebuie să-i atribuim, în conformitate cu temperaturile de generare NAKAYA — WEICKMANN, numai acele simple sau asociate.

În stratul superior, de răcire adiabatică, au luat naştere steluţe simple şi slab dendritice între 4000 şi 5700 m, după cum se vede pe diagrama de la ora 05 T.M.G. (planşa III).

Este de remarcat (tabel I) că stratul adiabatic are o funcţionare intermitentă şi că se urcă în cursul zilei, fapt evidenţiat prin temperatura de generare mai scăzută a formelor (plăci cu prelungiri stelare dendritice), obţinute la ora 11 T.M.G., alături de steluţele uşor dendritice.

29 Nov. 1971 / Temperatura gen.	8-9	10	15	15
(-15, -20) W (-13, -21) N			(2-3 mm)	
(-10, -15) W (-13, -18) N				
(-5, -10) W (-2, -8) N				
forme speciale (-5, -10) W (-2, -8) N				

W = după Weickman
N = după Nakaya

Tabelul I — Evoluţia ninsorii din 29 noiembrie 1971.

În figura 1 se văd ácele simple şi asociate; unele grupate în fulgi, altele cu excrescenţe aciculare mici, altele asociate cu cîte o micromăzăriche sub 0,5 mm. Steluţele moderat dendritice sînt vizibile în figura 2.

Fig. 1 — Forme variate de ace, unele givrate (29 noiembrie 1971).

Fig. 2. — Steluţe dendritice şi măzăriche moale, pufoasă (29 noiembrie 1971).

10 decembrie 1971

Front oclus rece. Sînt bine definite straturile de amestec ale invaziei calde din altitudine, care coboară şi se dezvoltă de la inversiunea 3490—3860 m (ora 23 T.M.G.) la 2060—3250 m (ora 11 T.M.G.), coborîre caracteristică frontului cald. În stratul inferior, s-au succedat două invazii reci : prima slabă, începută în noaptea anterioară, a doua în cursul serii zilei de 9 decembrie 1971, ceea ce a condus la apariţia unui strat de amestec (planşa IV) la ora 23 T.M.G. (10 decembrie), situat între 660—1710 m cu temperaturi între —7° şi —9°C. Aici, au fost generate ace şi asociaţii de ace, unele givrate, altele parţial topite în părţile mai subţiri (fig. 3). Grosimea acestui strat inferior a scăzut treptat, dispărînd spre seară.

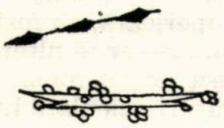
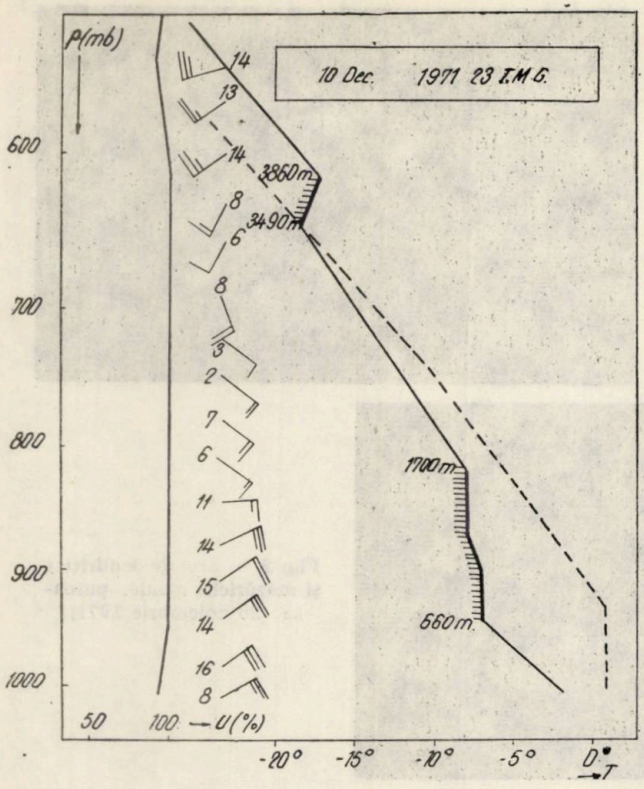


Fig. 3— Exemple de ace, unele givrate, altele parţial topite(10 decembrie 1971).

La ora 05 T.M.G. sondajul ne indică coborîrea inversiunii de front cald din altitudine, semnalată deja la ora 23 T.M.G. Aceasta a devenit mai groasă şi mai caldă, evoluţie ce continuă către ora 11 T.M.G. (planşa V) : stratul final de amestec fiind de 1200 m grosime, la temperatura de



Planşa IV. — Corelaţia dintre formele cristaline ale zăpezii şi radiosondaj (temperatură, umezeală şi vînt).

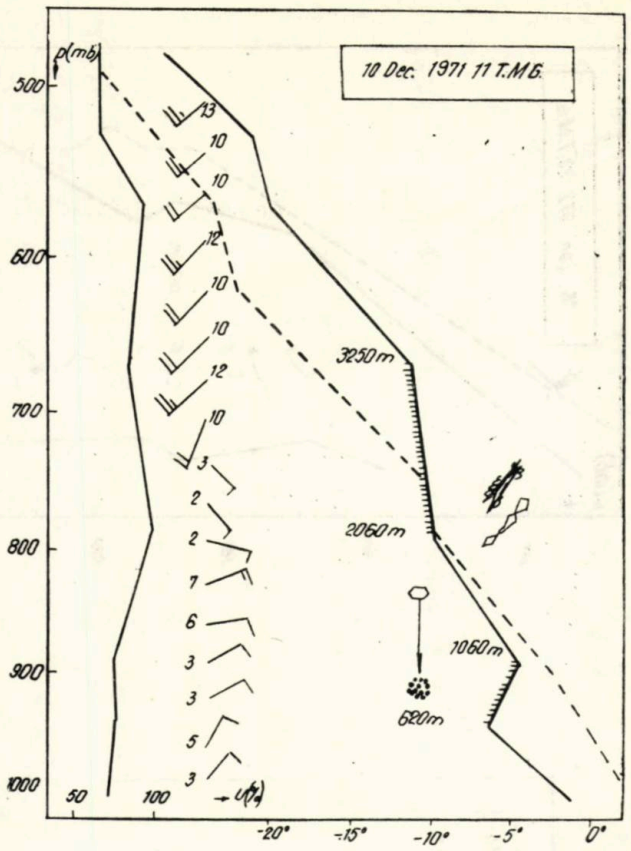
—10°, —11°C. Acest strat a dat probabil plăcuţe foarte mici sau „microcupe" (după NAKAYA), care în cădere au fost givrate, devenind microbobiţe de măzăriche moale, albă, muriformă, de 1—1,5 mm.

Rotirea vîntului în altitudine, la dreapta, la inversiunea de front cald, este deosebit de caracteristică (aşa cum se vede pe planşele IV şi V).

15—16 ianuarie 1972

A fost o invazie rece generală la sol. Ger. Vînt slab la sol, din E—NE. Stratul de amestec, rezultat la baza troposferei, se întinde pînă la 2700 m, între —13° şi —19° (planşa VI, la 15 ianuarie 1972, ora 17 T.M.G.). La bordura sa superioară, au fost generate suporturi, probabil de asociaţii spaţiale de plăci, acoperite ulterior cu ace scurte şi foarte dese, care le-a conferit un aspect de micromăzăriche aciculară (nu muriformă), grupată în fulgi prin legături aciculare lungi. La periferia fulgilor s-au ataşat mai jos steluţe dendritice de toate tipurile, unele izolate, generate în stratul de amestec de la bază. Variaţiile vectorului vînt semnalează clar amestecul maselor venite din diferite direcţii. La miezul nopţii, situaţia a devenit mai evidentă (planşa VII, 16 ianuarie 1972, ora 23 T.M.G.), cînd jumătatea superioară a stratului inferior s-a urcat şi s-a răcit (—20°, —22°C), devenind un strat de amestec izolat şi generînd aceeaşi micromăzăriche aciculară.

Planşa V. — Corelaţia dintre formele cristaline ale zăpezii şi radiosondaj (temperatură, umezeală şi vînt).



Din jumătatea inferioară a stratului menţionat, mult redusă, continuă să cadă la ora 23 T.M.G. forme stelare variate. În figura 4 se văd agregate de micromăzăriche aciculară şi steluţe asociate. Izolat, o spectaculoasă steluţă moderat dendritică.

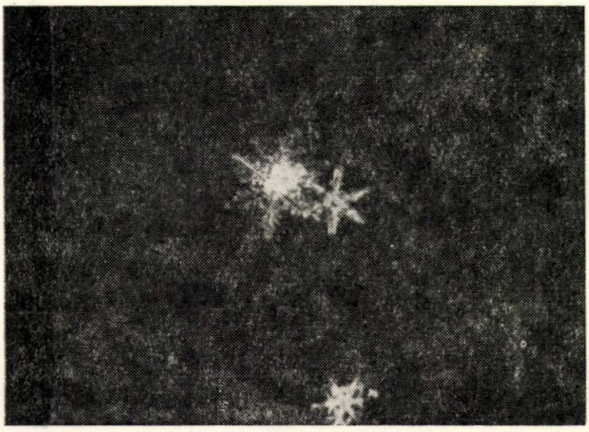
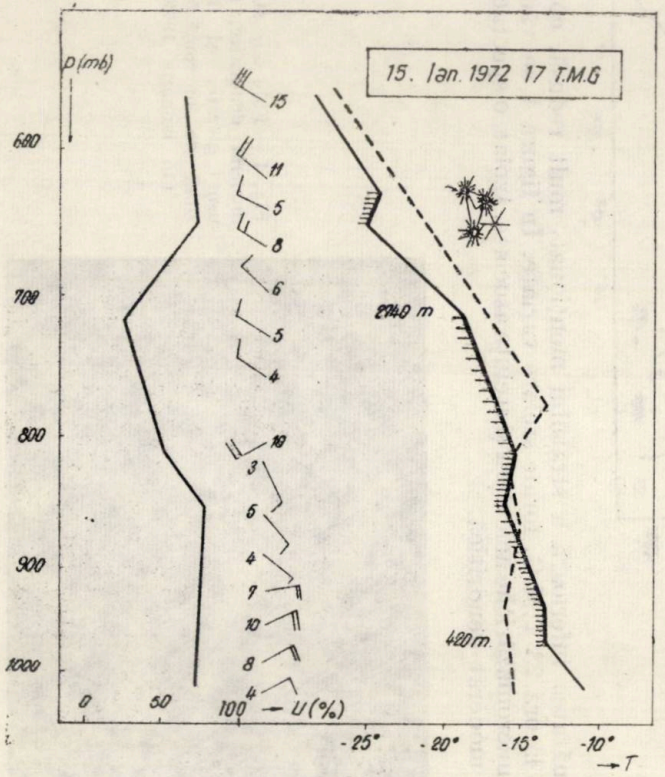
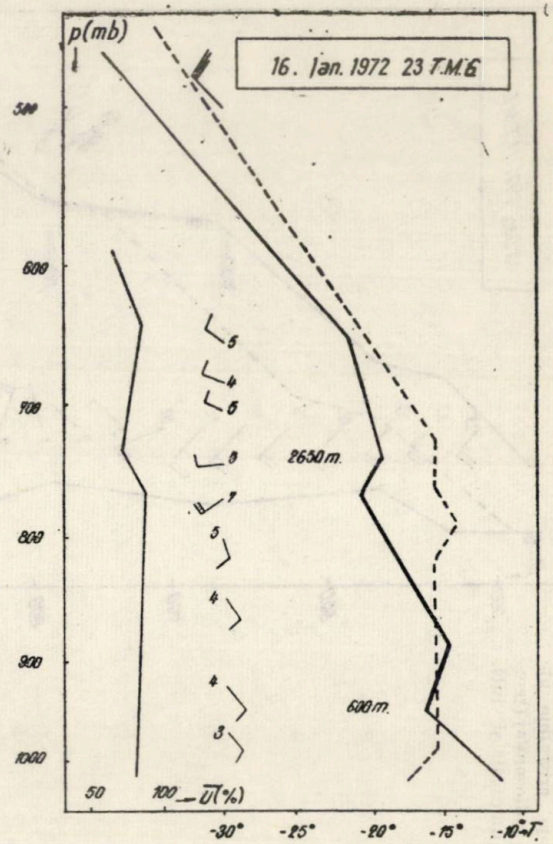


Fig. 4 — Fulg din steluţe moderat dendritice, unele uşor givrate, şi incluziuni de micromăzăriche (15 ianuarie 1972).



Planşa VI. — Corelaţia dintre formele cristaline ale zăpezii şi radiosondaj (temperatură, umezeală şi vînt).



Planşa VII. — Corelaţia dintre formele cristaline ale zăpezii şi radiosondaj (temperatură, umezeală şi vînt).

22 ianuarie 1972

Din analiza zăpezii s-au observat la sol (fig. 5) agregate de microcoloane catenare sau muriforme, care puteau lua naștere între —5° și —10°C, la umezeală relativă mică, conform schemei WEICKMANN. Aceste forme

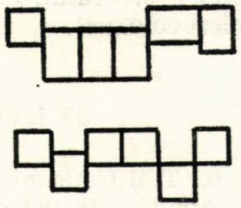
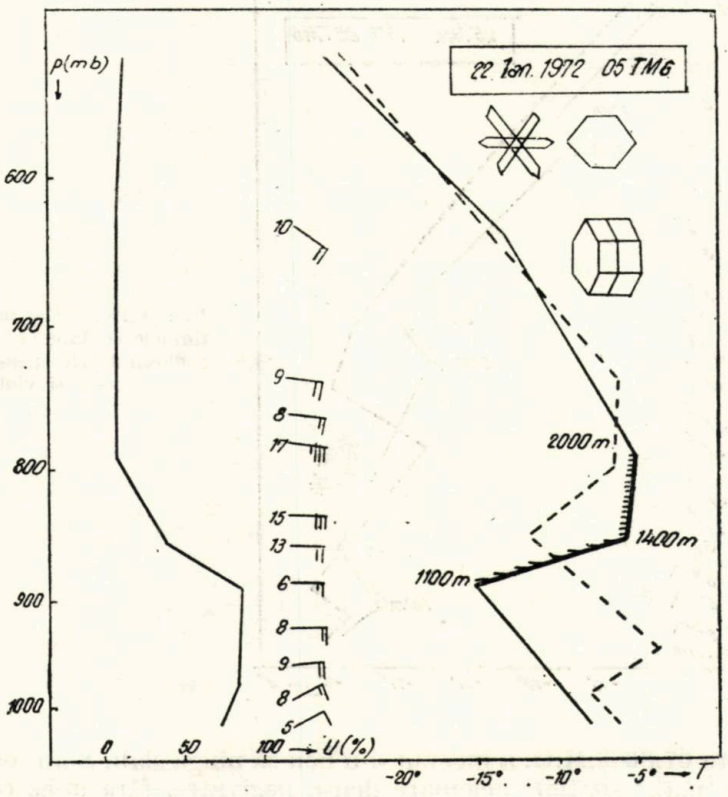


Fig. 5. — Catene schematizate de microcoloane (22 ianuarie 1972).

cristaline au fost generate în partea superioară (1400—2000 m) a stratului de amestec, observat pe curba sondajului de la ora 05 T.M.G., între 1100 și 2000 m (planșa VIII).



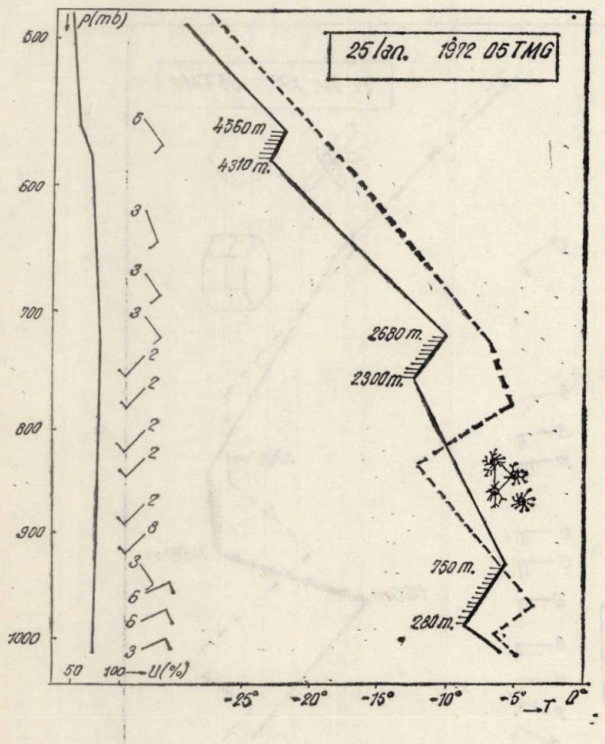
Planșa VIII. — Corelația dintre formele cristaline ale zăpezii și radiosondaj (temperatură, umezeală și vînt).

S-au mai observat microplăcuţe de mai multe tipuri, precum şi steluţe cu braţe late, care apar la umezeală mică, generate în partea inferioară a stratului mai sus menţionat şi anume, între 1100 m (—15°) —1400 m (—5°).

Acestea au suferit în cuprinsul aceluiaşi strat depuneri de microcoloane. De remarcat că cele mai multe forme cristaline au suferit givrare în partea inferioară a stratului, dar nu cu bobiţe sau ace, ci cu microcristale (poate microcoloane).

25 ianuarie 1972

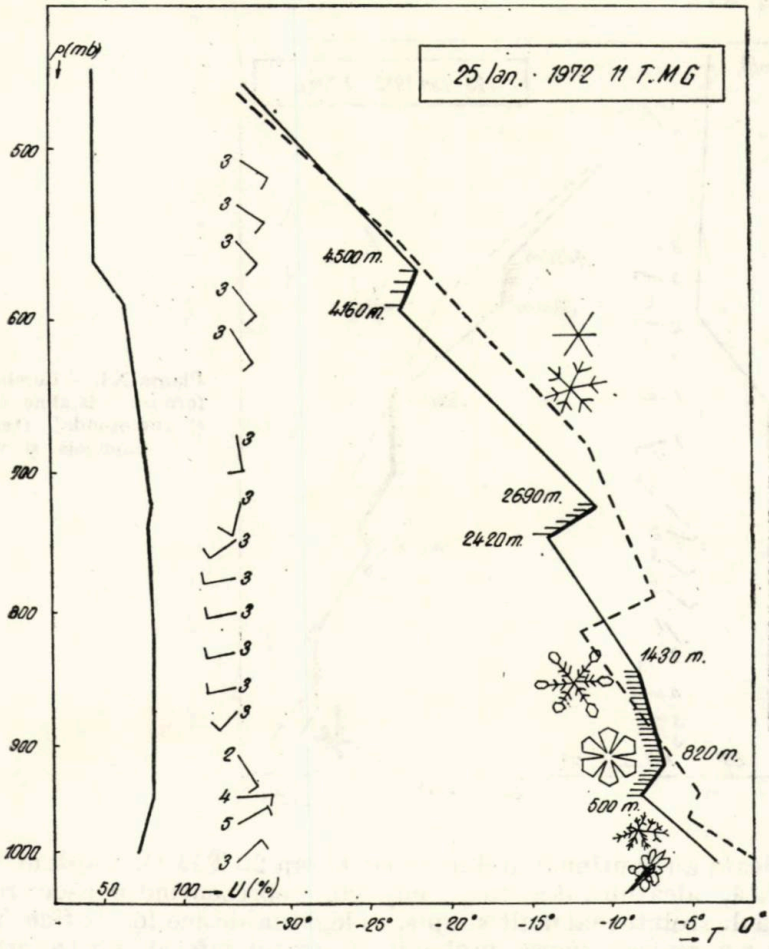
În zori (ora 03 T.M.G.) a nins slab, uşor viscolit, depunîndu-se un covor subţire de zăpadă, din cel mai jos strat de amestec dintre 280 m (—9°C) şi 750 m (—6°C) (planşa IX), deci inversiune în urma invaziei reci de la sol, fapt care se vede şi din direcţia vîntului din cuprinsul stratului (NE). Ca forme cristaline au fost întîlnite aglomerări de micromăzăriche informă cu legături aciculare foarte fine între bobiţe.



Planşa IX. — Corelaţia dintre formele cristaline ale zăpezii şi radiosondaj (temperatură, umezeală şi vînt).

La ora 07,30 T.M.G. a început din nou să ningă slab. S-au observat, în fulgi, formaţii spaţiale aciculare dense negivrate, fără miez compact, aglomerări spaţiale lamelare şi, de asemenea, aglomerări combinate în fulgi micşti. Toate aceste tipuri de forme cristaline au provenit din stra-

tul de amestec inferior, vizibil pe radio sondajul de la ora 11 T.M.G. (planşa X), dezvoltat din stratul inferior de dimineaţă şi situat între 530 m (— 8,5°C), 820 m (—7°C) şi 1430 m (—8,5°C).



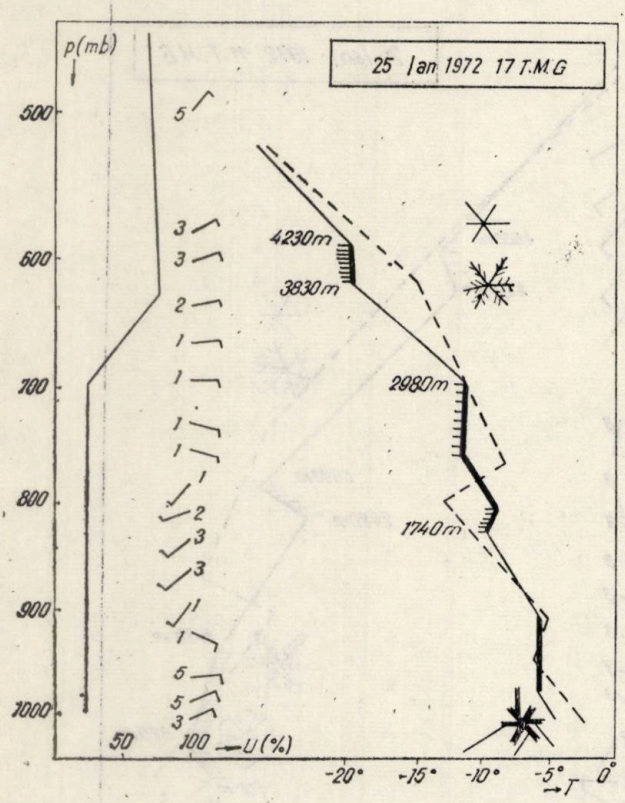
Planşa X. — Corelaţia dintre formele cristaline ale zăpezii şi radiosondaj (temperatură, umezeală şi vînt).

În unii fulgi au fost înglobate şi steluţe simple sau slab dendritice, provenite din al doilea strat de amestec: inversiunea dintre 2420 m (—14,5°C) şi 2640 m (—11°C). Acest strat a generat şi foarte rare steluţe izolate foarte mici.

La ora 8,30 T.M.G. s-au putut observa steluţe simple şi dendritice, unele terminate cu microplăcuţe. Este probabil că ele au provenit tot din al doilea strat citat mai sus, ca şi din stratul intermediar, răcit adiabatic. S-au observat şi foarte rare plăci sector.

Apoi, după-amiază, la ora 14 T.M.G., după o intermitenţă, a reînceput ninsoare moderată, alcătuită exclusiv din steluţe simple şi dendritice mai

mari decît cristalele precedente (2—4 mm), unele asociate, altele deformate, provenienţa lor fiind tot din al doilea strat, care s-a dezvoltat între timp, ajungînd la ora 17 T.M.G. să fie situat între 1740 m şi 2980 m (planşa XI).



Planşa XI. — Corelaţia dintre formele cristaline ale zăpezii şi radiosondaj (temperatură umezeală şi vînt).

Seara au continuat steluţele, iar la ora 20 T.M.G. a apărut ninsoare moderată, alcătuită din fulgi mijlocii, reprezentînd o asociere foarte pufoasă de steluţe mai mult simple, cu legături de ace foarte fine. Ţesătura de ace s-a realizat foarte probabil în stratul inferior de izotermie[4], la —5,5°C (370—960 m).

3 februarie 1972

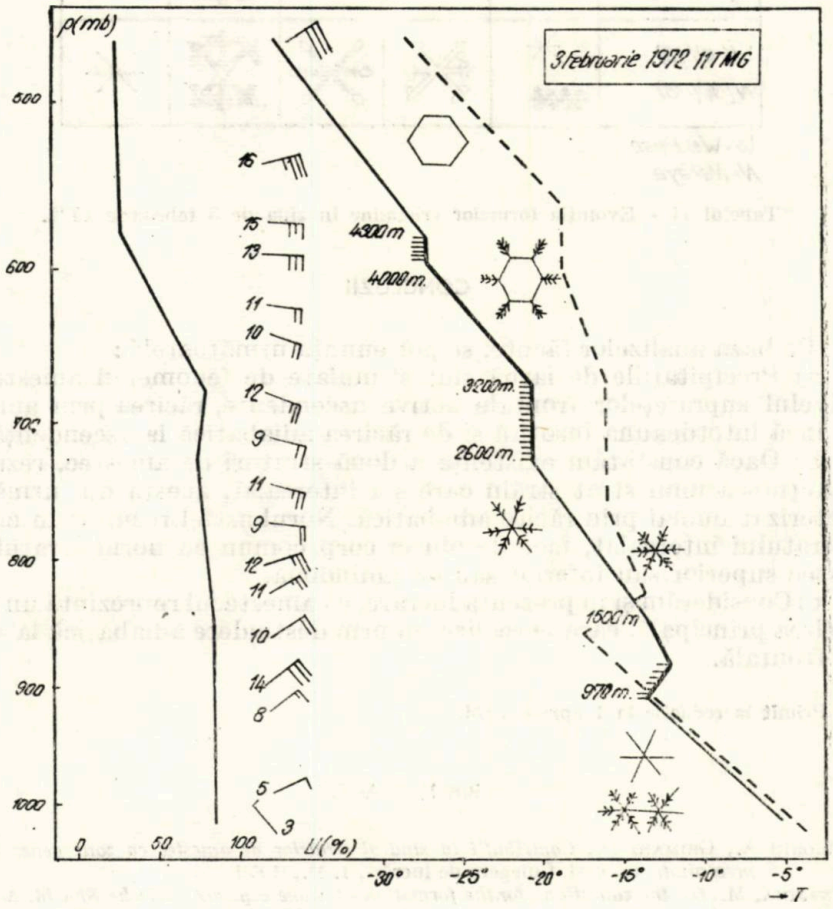
Din ziua anterioară a început o invazie rece, care, seara a dat o oarecare ninsoare pînă după miezul nopţii. Aceasta a continuat toată ziua de 3 februarie 1972, spre amiază căpătînd un uşor caracter de aversă şi reluîndu-şi mersul liniştit spre seară.

---

[4]) Izotermia inferioară se pare că a luat naştere în urma unei invazii reci, iar cea superioară în urma unei invazii calde, manifestată ulterior.

Advecţia rece s-a manifestat la toate nivelurile, cu excepţia stratului de la sol. Plafonul norilor (Ns) s-a urcat de la 1600 la 2600 m. Spre amiază, a apărut şi o pătură inferioară de St (1000—1500 m).

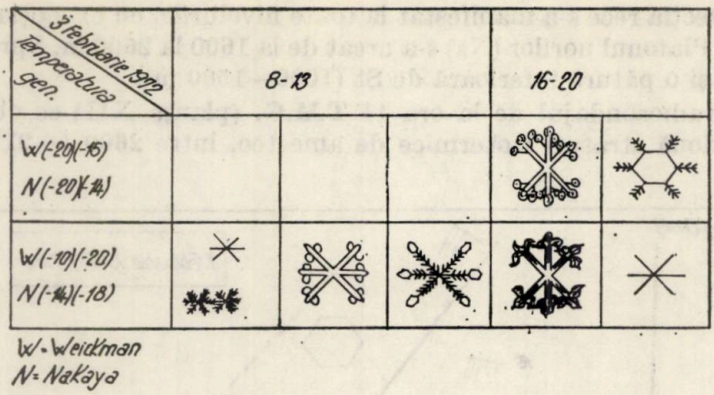
Pe radiosondajul de la ora 11 T.M.G. (planşa XII) se observă un grup de două straturi izotermice de amestec, între 2600 (—21°) şi 4300



Planşa XII. — Corelaţia dintre formele cristaline ale zăpezii şi radiosondaj (temperatură, umezeală şi vînt).

m (—27°), între ele situîndu-se un strat în răcire adiabatică la urcare. Norul Ns este, deci, alcătuit din multistraturi. Mai jos, se plasează norul St, de amestec evident, în urcare, datorit advecţiei din NE, care spre seară se propagă pînă la sol.

Succesiunea în timp a formelor cristaline, obţinute la sol, este dată în tabelul II.



Tabelul II — Evoluţia formelor cristaline în ziua de 3 februarie 1972.

CONCLUZII

Pe baza analizelor făcute, se pot enunţa următoarele :

a) Precipitaţiile de iarnă sînt stimulate de fenomenul amestecului la nivelul suprafeţelor frontale active ascendente, răcirea prin amestec, fiind însă întotdeauna însoţită şi de răcirea adiabatică la ascendenţă.

b) Dacă constatăm existenţa a două straturi de amestec, rezultate prin acţiunea unui strat străin care s-a intercalat, acesta din urmă este caracterizat numai prin răcire adiabatică. Norul astfel rezultat în cuprinsul stratului intercalat, face de obicei corp comun cu norul stratului de amestec superior sau inferior sau cu amîndouă.

c) Considerăm şi în prezenta lucrare, că amestecul reprezintă un adaos la răcirea principală, care se realizează prin destindere adiabatică la suprafaţa frontală.

Primit la redacţie la 1 aprilie 1974.

BIBLIOGRAFIE

1. Grigoriu A., Grimani D., *Contribuţii la studiul stratelor de amestec ca zone generatoare de precipitaţii în nori.* Culegere de lucrări, I. M., 1970.
2. Hanajima, M., *On the conditions for the formation of snow crystals—Kische Shushi.* Magazine of the Meteorological Society of Japan. v. 20, p. 238—251 (1942).
3. Hanajima, M., *Supplementary to „On the condition for the formation of snow crystals"*, ibidem, v. 22, p. 123—127 (cf. ibidem), 1944.
4. Kampe, H. J., Weickmann, H. K., Kelly, J. J., *The influence of temperature on the shape of ice crystals growing at water saturation.* Jr. Meteor., *8*, p. 168—174 (1951).
5. Nakaya, U., *Artificial snow*, Quart. Jr. Meteor. Soc., **64**, p. 619—624 (1938).
6. Nakaya, U., *Snow crystals: natural and artificial.* Harvard University Press, Cambridge, U.S.A., pp. XII + 510, 1954.
7. Weickmann, H. K., *Artificial stimulation of rain.* Proceedings of the First Conference on the Physics of Cloud and Precipitation Particles, 1956. Ed. Pergamon Press, pp. XV + 427, 1957.
8. Weickmann, H. K., *The snow crystal as aerological monde* (Artificial stimulation of rain). Edit. H. K. Weickmann, p. 315—327, 1957.
9. Zamorski, A. D., *Atmosferti led.* Ed. Akad. Nauk SSSR, Moskva-Leningrad, p. 317, 1955

FORMES CRISTALLINES DE LA NEIGE ET CONDITIONS THERMODYNAMIQUES DE LA COUCHE GÉNÉRATRICE DU NUAGE, PENDANT L'HIVER 1971—1972

(RÉSUMÉ)

Les auteurs ont analysé pendant l'hiver 1971—1972 les chutes de neige à Bucarest, en mettant en corrélation, selon Nakaya et Weickmann, les formes cristallines qu'on identifie avec la distribution de la température, de l'humidité et du vent en altitude, données par le radiosondage. On a constaté que, dans la majorité des cas, la couche génératrice du nuage stratiforme est une couche de mélange, ce qui confirme encore une fois l'ancienne hypothèse d'Arenberg, concernant le rôle du mélange dans la stimulation des précipitations.

CU PRIVIRE LA REGIMUL GEOTERMIC AL UNITĂȚILOR STRUCTURALE DE INTERES PENTRU HIDROCARBURI DIN ROMÂNIA

DE

D. PARASCHIV [1] și M. CRISTIAN [2]

În ultimii 10—15 ani studiile de geotermie s-au bucurat de un interes crescînd în numeroase țări ale lumii. Stimulate de succesele teoriei tectonicii în plăci, aceste preocupări, inițial de nuanță pur științifică, au îmbrăcat, în cele din urmă, un pronunțat caracter practic-economic. Faptul se explică prin aceea că acumulările de căldură în scoarță pot constitui importante surse de energie. De asemenea, dată fiind contribuția temperaturii în procesul de generare a hidrocarburilor și de formare a zăcămintelor de petrol și gaze (Klemme, 1972), descifrarea evoluției geotermice a bazinelor sedimentare constituie un criteriu indispensabil în orientarea lucrărilor de prospecțiune și explorare. În plus, elaborarea, pe baze științifice, a tehnologiei forajului și extracției hidrocarburilor trebuie să țină seama și de factorul de temperatură.

La noi în țară au existat preocupări notabile referitoare la regimul geotermic al bazinelor petro-gazeifere, dar cu toate acestea s-au publicat relativ puține lucrări în domeniul respectiv. Cele cîteva articole apărute pînă acum tratează fie zone restrînse (Paraschiv, Cristian, 1973; 1974) caracterizate prin anumite particularități geotermice, fie ansamblul teritoriului (Cristian et al., 1969; Negoiță, 1970), folosind măsurători de temperatură efectuate în regim nestabilizat sau, parțial, stabilizat.

Intensificarea activității de explorare și urmărire sistematică a comportării în exploatare a zăcămintelor de petrol și gaze au permis înregistrarea, în ultimele două decenii, a unui important volum de măsurători de temperatură, efectuate în regim stabilizat. Dintre acestea au fost prelucrate peste 3000 măsurători la sondele în producție sau la cele care efectuau încercări de strate în coloană, precum și cca 170 de înregistrări, în regim nestabilizat, provenite de la sondele în foraj. Datele obținute se cereau sintetizate și interpretate pentru a se ajunge într-o primă etapă, la cîteva concluzii preliminare privind distribuția căldurii interne a pămîntului în limitele teritoriului românesc. Este tocmai ceea ce-și propune articolul de față.

Aparatura de înregistrare, ca și tehnica de calcul și de prelucrare a datelor, sînt similare celor descrise în două dintre articolele anterioare (D. Paraschiv și M. Cristian, 1973; 1975). Se impun de făcut, totuși, următoarele precizări în completare: valorile temperaturilor măsurate în sonde au fost corectate prin scăderea din acestea, a echivalentului temperaturilor medii anuale ale atmosferei, care reprezintă 8°C în flișul și subzona

[1] Ministerul Minelor, Petrolului și Geologiei, str. Mendeleev 34—36 București.
[2] Inst de cercet. și proiectări pentru petrol și gaze Cîmpina.

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., GEOFIZICĂ, T. 14, NR. 1, P. 65—73, BUCUREȘTI, 1976

miocenă din Moldova, 9°C în Platforma moldovenească, 10°C în avanfosa Carpaţilor, Platforma moesică şi în depresiunile interne şi 11°C în Depresiunea Bîrladului şi Promontoriul nord-dobrogean; dată fiind variaţia mare a altitudinii reliefului din ţara noastră, gradienţii şi treptele geotermice au fost calculate, pe bază de diagrame, la adîncimi absolute (începînd de la nivelul mării); pe fiecare structură executîndu-se mai multe măsurători (numărul lor putînd ajunge la 100 pe structură), s-a făcut o medie a acestor valori, medie exprimată printr-un punct pe harta anexată (fig. 1).

Măsurătorile de temperatură în regim stabilizat provin de la 147 zăcăminte, diseminate pe toate unităţile structurale majore de interes pentru hidrocarburi. Aşa cum rezultă din tabela următoare, peste 60% din date s-au obţinut din flişul şi avanfosa Carpaţilor.

Tabela 1

Repartiţia structurilor productive şi a măsurătorilor de temperatură pe unităţi sau zone structurale

Unitatea sau zona structurală	Structuri studiate	Măsurători de temperatură
Flişul şi subzona miocenă din Moldova	16	443
Zona cutelor diapire	17	790
Depresiunea getică	22	632
Platforma moldovenească	6	125
Depresiunea Bîrladului	5	35
Promontoriul nord-dobrogean	4	15
Platforma moesică (zona estică)	12	163
Platforma moesică (zona vestică)	26	218
Depresiunea Transilvaniei	11	90
Depresiunea panonică (zona sudică)	8	300
Depresiunea panonică (zona nordică)	10	259
Total	317	3070

Datele primare disponibile, prelucrate potrivit metodicii amintite, au permis calcularea gradientului şi a treptei geotermice la trei nivele de referinţă şi anume, la —500 m, —1000 m şi —2000 m pentru care s-au întocmit şi hărţi de temperatură. Ţinînd seama că în cadrul mai multor unităţi geologice majore grosimea sedimentarului este relativ redusă, majoritatea sondelor nedepăşind 1500 m în profunzime (Depresiunea panonică, Promotoriul nord-dobrogean şi Platforma moldovenească) s-a considerat că diferitele valori, inclusiv harta gradientului geotermic, reflectînd situaţia la izohipsa de —1000 m, sînt cele mai reprezentative. Ca urmare, constatările şi concluziile care urmează au drept principal suport datele de la adîncimea de 1000 m s.n.m.

În sondele forate pe teritoriul R.S.R. gradientul geotermic variază între 1,5°C/100 m şi 7,1°C/100 m, ceea ce înseamnă că temperatura creşte în adîncime, cu 1°C la fiecare 66,6 m şi, respectiv, 14,08 m (treapta geotermică). Valorile cele mai scăzute s-au înregistrat în partea de est a Platformei moesice, pe structura Gîrbovi (la est de Urziceni), iar valorile cele mai ridicate, în partea de sud-est a Depresiunii panonice (Banat), la zăcă-

mîntul Calacea. Dacă însă se extrapolează în adîncime și datele obținute în zonele cu sedimentar de grosime redusă, sub 1000 m, atunci valorile cele mai ridicate și anume, gradient de 9,4°C/100 m și treapta geotermică de 1°C/10,64 m sînt de semnalat la zăcămîntul Suplacu de Barcău (lîngă Simleul Silvaniei). Se face abstracție de temperaturile și mai ridicate, semnalate la mică adîncime, în sol sau la izvoarele de ape termale, în zona vulcanismului neogen din Carpații orientali și din apropierea acestuia, din Carpații meridionali, Munții apuseni, Balta Ialomiței și din sudul Dobrogei (fig. 1), motivat de faptul că fluxul termic accentuat de aici este localizat numai de-a lungul unor accidente tectonice, iar adîncimea surselor de apă fierbinte n-a putut fi în toate cazurile stabilită.

În alte regiuni ale lumii valorile extreme, întîlnite în depozitele sedimentare sînt, potrivit datelor din literatura (Klemme, 1972), de 0,3°F/100 picioare (aproximativ 0,5°/100 m) în Bahamas și de 42°F/100 picioare (aproximativ 70°C/100 m) în regiunea Imperial Valley.

Revenind la teritoriul românesc și examinînd situația la scară regională se confirmă constatarea că cea mai „rece" zonă o reprezintă partea de est a Platformei moesice, iar cea mai „fierbinte", Depresiunea panonică. La concluziile respective se ajunge luînd în considerare valorile medii ale gradienților și treptelor geotermice, raportate la fiecare dintre cele trei nivele de referință (500, 1000 și 2000 m s.n.m.) și redate în tabelul următor :

Tabela 2

Valorile medii ale gradienților și treptelor geotermice, pe unități și zone structurale

Unitatea sau zona structurală	Gradienți (G) și trepte (T) geotermice					
	la 500 m s.n.m		La 1000m s.n.m.		La 2000m s.n.m	
	G(°C/100 m) T(m/ °C)		G(°C/100 m) T(m/°C)		G(°C/100 m) T(m/°C)	
Flișul și subzona miocenă din Moldova	5,3	18,9	3,9	25,4	3,4	30,9
Zona cutelor diapire	4,8	21,0	3,8	26,4	3,3	30,1
Depresiunea getică	4,9	20,4	4,1	24,6	3,6	27,8
Platf. moldovenească	5,0	19,8	4,1	24,6	3,6	28,0
Depres. Bîrladului	4,3	22,6	4,0	25,2	3,7	26,9
Promont. nord-dobrogean	4,2	24,8	3,7	27,4	3,5	28,9
Platf. moesică de est	2,5	41,2	2,3	44,9	2,2	46,9
Platf. moesică de vest	4,9	20,8	4,6	24,6	4,3	26,5
Depres. Transilvaniei	4,5	24,1	3,7	29,8	3,3	33,3
Depres. panonică de sud	6,2	16,3	5,8	17,4	5,6	18,1
Depres. panonică de nord	6,9	15,2	16,5	16,5	5,8	17,8

Analiza și mai detaliată a valorilor obținute, de data aceasta transpuse pe hartă (fig. 1), scoate în evidență o importantă variație în distribuția gradientului de temperatură chiar în cadrul acelorași unități geologice majore, ceea ce înseamnă că structurile respective nu se comportă ca entități și din punct de vedere termic. Un exemplu grăitor îl oferă Platforma moesică care include două mari anomalii, caracterizate prin valori extreme. Dar și mai surprinzător apare faptul că marile anomalii geotermice au o direcție oblică (în Platforma moesică și avanfosa Carpa-

ţilor) sau chiar perpendiculară (în Depresiunea panonică) faţă de principalele linii structurale. Aceste două constatări sugerează că regimul geotermic ce se constată astăzi este determinat de cauze care nu depind numai de evenimentele legate de ultimul etaj structural ci şi de trecutul mai îndepărtat al pămîntului românesc.

În două dintre articolele recent publicate (D. Paraschiv şi M. Cristian 1973; 1974), s-a arătat că Depresiunea panonică se comportă, în ansamblul ei, ca un rezervor fierbinte. Pe acest fond de temperaturi ridicate, unde gradienţii geotermici au valori din ce în ce mai mari către marginea de est a depresiunii, deci pe măsura reducerii grosimii formaţiunilor sedimentare, se conturează mai multe anomalii locale, cum ar fi cele de la Şandra—Satchinez—Calacea—Variaş, Arad—Turnu, Biharia, Sînlob—Chişlaz—Galoşpetreu etc. Acestea corespund unor creste ale fundamentului metamorfozat care se desprind din munţii Banatului şi din Apuseni şi se afundă treptat spre vest, sub cuvertura depozitelor neogene. Anomaliile locale trădează pînă şi tectonica de detaliu a crestelor respective şi anume existenţa unor blocuri, falii, şei structurale etc. În afara cuverturii sedimentare relativ subţiri şi a existenţei unor falii care o afectează împreună cu fundamentul metamorfozat, fluxul termic pronunţat din Depresiunea panonică ar putea fi pus, ca şi în cazul altor bazine de acelaşi tip (Bally, 1975) şi pe seama reducerii grosimii scoarţei terestre, care în dreptul acestei unităţi ajunge, potrivit datelor din literatură (P. Constantinescu et al., 1970), pînă la cca 25 km.

Depresiunea Transilvaniei se comportă, din punct de vedere geotermic, destul de unitară, în sensul că aici se conturează o singură anomalie majoră. Valorile cele mai mici se întîlnesc în centrul bazinului, unde depozitele sedimentare noi cumulează grosimi maxime. Pe măsura apropierii de marginile de est, nord şi sud, deci odată cu reducerea grosimii sedimentelor, reducere asociată cu importante linii de dislocaţie, se constată o mărire a valorii gradienţilor geotermici de la 3°C/100 m şi la 5°/100 m şi chiar la mai mult. În conparaţie cu precedenta depresiune internă (Depresiunea panonică), Depresiunea Transilvaniei prezintă valori de temperatură mult mai mici, fapt care ar putea fi explicat, nu atît prin coborîrea suprafeţei Mohorovicic la 25—30 km cît, mai ales, prin grosimea mai mare a depozitelor terţiare şi mezozoice.

Avanfosa Carpaţilor apare ca o imensă zonă de minim, valorile cele mai scăzute fiind deplasate către flancul extern, cu fundament de platformă. Între rîurile Dîmboviţa şi Trotuş, zona de minim suferă şi o mai substanţială deplasare spre exterior, situîndu-se, practic, în întregime în faţa liniei pericarpatice, pe platformă. Pe măsură ce se merge către cele două flancuri, intern şi extern, ale avanfosei, valorile gradienţilor cresc pînă la 5°C/100 m şi chiar la 6,3°C/100 m. Distribuţia aceasta a gradientului geotermic concordă cu constatările făcute în cadrul depresiunilor interne şi anume că treapta geotermică creşte în raport cu grosimea sedimentarului. Între rîul Trotuş şi frontierea de nord a ţării, zona cu valorile de temperatură cele mai scăzute se retrage din nou în spatele liniei pericarpatice, sugerînd că aici s-au îngrămădit cele mai groase sedimente, rezultînd din cumularea depozitelor din cuvertura platformei (poate şi a celor aparţinînd seriei şisturilor verzi) cu formaţiunile în pînză ale subunităţilor carpatice. Această imagine de ansamblu, în care zona

HARTA VARIAȚIEI GRADIENTULUI GEOTERMIC IN ROMANIA

(la adîncimea de 1000 m. s.n.m.)

Sc. 1 : 1.500.000

LEGENDA

a. I *Depresiunea Transilvaniei*

b. II *Depresiunea panonică (inclusiv Maramureșul)*

c. III *Flișul Carpaților orientali și Avanfosa Carpaților: a. Flișul Carpaților orientali; b. Zona cutelor diapire; c. Depresiunea getică*

d. IV *Platforma moldovenească*

e. V *Depresiunea Bîrladului și Promontoriul nord-dobrogean*

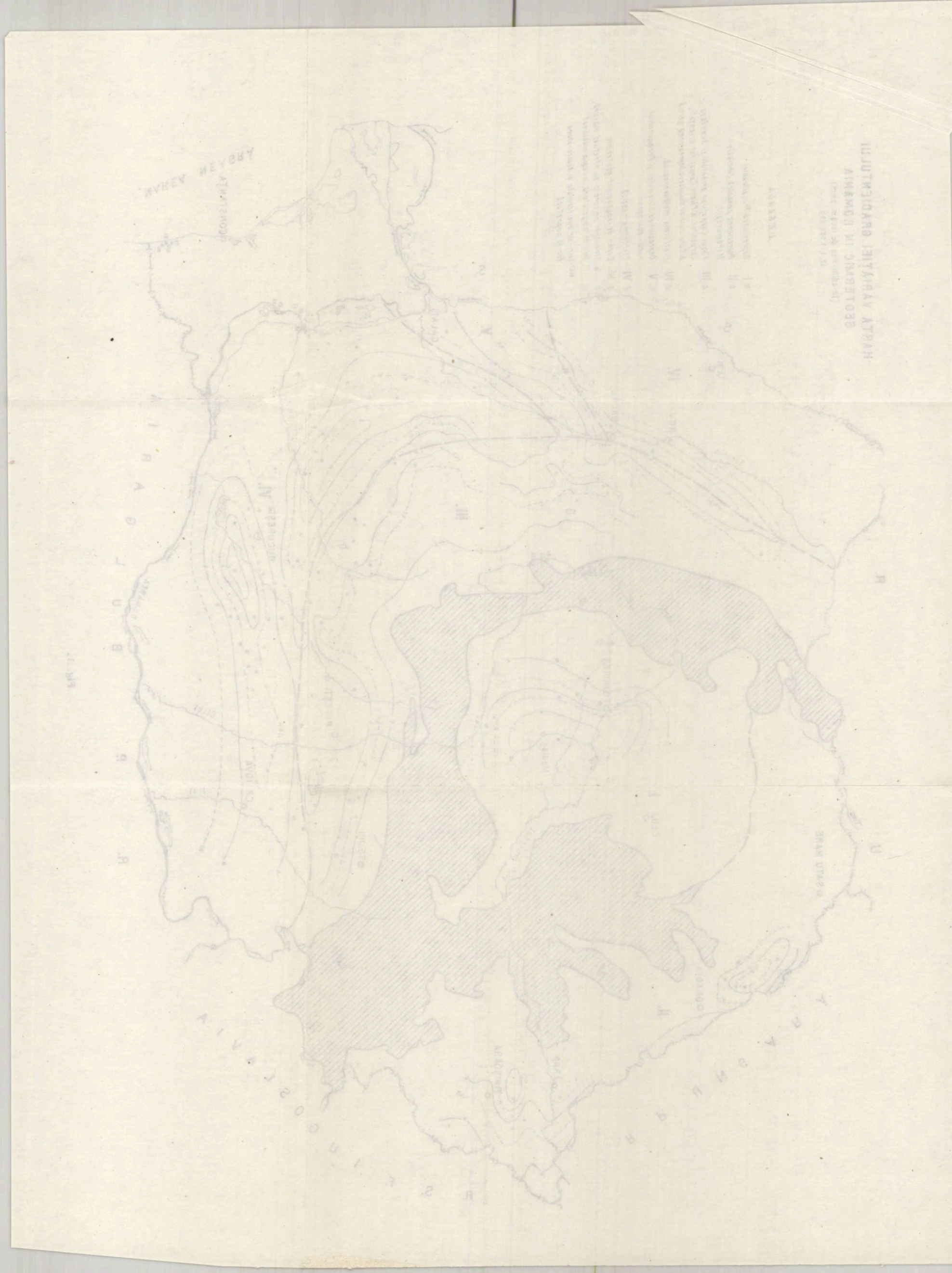
f. VI *Platforma moesică*

g. 4,5 *Curbe de izogradient geotermic*

h. • *Structuri pe care s-au efectuat măsurători de temperatură în regim stabilizat*

i. ○37 *Iviri de ape termale și temperatura lor la suprafață*

Fig. 1.



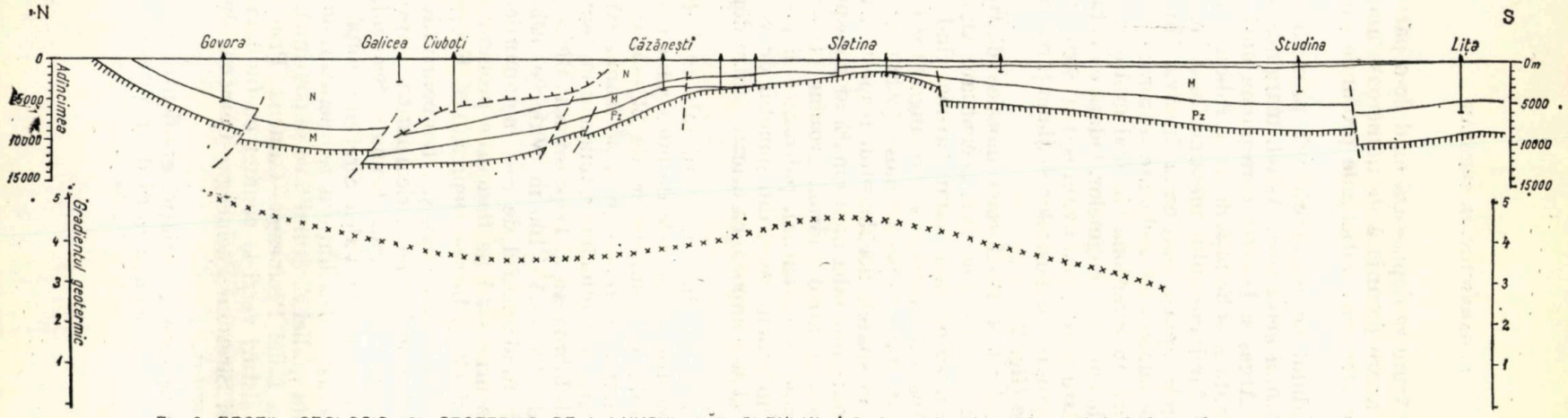


Fig. 2 PROFIL GEOLOGIC SI GEOTERMIC DE-A LUNGUL VĂII OLTULUI (*Profilul geologic după I.G.G. actualizat și adaptat de D. Paraschiv*)

LEGENDA

a. N = neogen
b. M = mezozoic
c. Pz = paleozoic
d. = Fundament metamorfozat
e. = linia Bibești-Tinosu
f. × × × = profilul geotermic

cu valorile cele mai scăzute se deplasează cînd de-o parte, cînd de a alta a faliei pericarpatice, apare deranjată de numeroase anomalii de ordinul 2 sau 3, asociate unor structuri anticlinale profunde sau unor accidente tectonice importante.

Unităţile Vorlandului se caracterizează printr-o distribuţie mult mai variată a gradientului geotermic. Astfel, marginea de nord a Platformei moesice dintre Argeş şi Dunăre corespunde unei importante zone de maxim. Ea este orientată oblic faţă de linia Bibeşti—Tinosu şi coincide cu sectorul ridicat al fundamentului metamorfozat, interceptat de mai multe sonde în sectoarele Optaşi, Slatina şi Craiova. Mai mult, acest fundament este afectat de numeroare accidente tectonice profunde, orientate în general est-vest, care au funcţionat în mai multe etape din Paleozoic şi din Triasic ca linii de emisie a magmelor. Odată cu coborîrea fundamentului metamorfozat către nord (spre avanfosă) şi către sud (spre Dunăre) şi deci pe măsura îngroşării depozitelor sedimentare, scade şi valoarea gradientului geotermic (fig. 2).

Marginea de nord-est a Platformei moesice dintre Dîmboviţa şi Trotuş corespunde, în schimb, cele mai accentuate anomalii geotermice negative despre care s-a vorbit mai înainte, atunci cînd a fost prezentată avanfosa Carpaţilor. Această anomalie se prelungeşte şi la vest de Dîmboviţa. Acolo ea depăşeşte falia Bibeşti-Tinosu (echivalentă liniei pericarpatice) şi se dezvoltă în spatele accidentului respectiv, în cadrul Depresiunii getice. În linii mari anomalia menţionată ar corespunde Depresiunii Focşanilor, caracterizată printr-o enormă grosime (18—20 km) de sedimente neogene, mezozoice şi, eventual, paleozoice şi precambriene (seria de şisturi verzi) din fundament care, din punctul de vedere al conductibilităţii termice, pare să se comporte ca oricare dintre depozitele sedimentare nemetamorfozate.

De-a lungul Dunării, în dreptul Bălţii Ialomiţei, ca şi în preajma localităţii Mangalia, puţurile şi sondele de mică adîncime au întîlnit, sub pînză freatică, ape calde, cu temperaturi de 21°—52°C. Prezenţa apelor termale în sectoarele amintite trebuie pusă pe seama existenţei unor falii care au favorizat migraţia din adîncime a fluidelor cu temperaturi ridicate.

Promotoriul nord-dobrogean şi Depresiunea Bîrladului se caracterizează prin gradienţi de 3,5°—4,5°C/100 m. Valorile cele mai mari se întîlnesc în zonele unde fundamentul de roci metamorfice are poziţia cea mai ridicată. Temperaturile scad pe flancurile promontoriului, atît către Depresiunea Bîrladului cît şi înspre Depresiunea Focşanilor.

În limitele Platformei moldoveneşti, temperaturile mai ridicate se întîlnesc imediat la exteriorul liniei pericarpatice. Faptul apare deosebit de clar în cadrul zăcămîntului de gaze Roman—Secueni, unde gradientul creşte spre est, pînă aproape de Valea Siretului, după care valoarea lui se reduce din nou. Această distribuţie a temperaturilor ar putea fi pusă în legătură cu existenţa „faliei Siretului". ce se continuă, de la Bacău spre Galaţi, cu prelungirea faliei Pecineaga—Camena. Prin intermediul acestora fundamentul de şisturi verzi ia contact cu fundamentul metamorfozat. De-a lungul faliei Siretului Pecineaga—Camena, fluxul termic pare, deci, să fie mai pronunţat.

Din succinta prezentare a variaţiei gradientului geotermic pe teritoriul românesc se desprinde concluzia că distribuţia regională a tempera-

turilor în depozitele sedimentare ale unităților structurale majore de interes pentru hidrocarburi, depinde de doi factori principali : poziția fundamentului metamorfozat, deci de grosimea formațiunilor sedimentare și de existența unor accidente tectonice de profunzime. Se pare, așa dar, că transferul energiei termice (fluxul termic) din interiorul pămîntului către suprafață se realizează mai greu prin formațiunile sedimentare, în special cînd acestea sînt de vîrstă recentă.

Pornindu-se de la concluziile formulate mai înainte s-a urmărit să se facă paralelizări între hărțile geotermice și cele magnetice și gravimetrice. În final s-a constatat că anomaliile de temperatură se suprapun, în linii mari, ca orientare și sens (maxim sau minim), anomaliilor gravimetrice regionale. În același timp, anomaliile geotermice corespund, adesea, unor anomalii magnetice de sens contrar.

Dar examinarea valorilor de temperatură corespunzătoare celor trei nivele de referință pune în evidență nu numai variația regională a gradientului geotermic și termicitatea medie a diferitelor unități geologice, ci și distribuția pe verticală a temperaturilor. Astfel, din fig. 3 rezultă că gradientul mediu de temperatură scade în raport cu adîncimea, în toate cele opt regiuni studiate. Sînt extrem de rare și izolate structurile unde treapta geotermică se menține aceeași între 0 m și 2000 m s.n.m. Creșterea

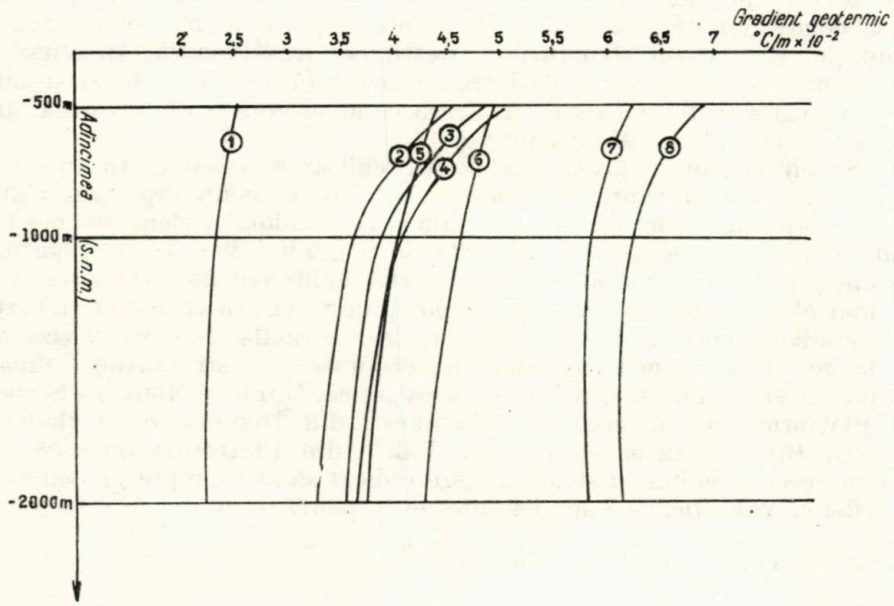


Fig. 3. — Variația gradientului geotermic în raport cu adîncimea.
1. Platforma moesică (zona estică)
2. Depresiunea Transilvaniei
3. Zona cutelor diapire
4. Depresiunea getică
5. Depresiunea Bîrladului
6. Platforma moesică (zona vestică)
7. Depresiunea panonică (zona sudică)
8. Depresiunea panonică (zona nordică)

gradientului de temperatură către suprafaţă apare mai pronunţată între adîncimile de 1000 şi 500 m s.n.m. şi în mod deosebit în Carpaţii orientali, Depresiunea Transilvaniei, zona cutelor diapure, Depresiunea getică şi în Depresiunea panonică de nord. Pe celelalte zone sau unităţi geologice, cum ar fi Platforma moesică de est, Platforma moesică de vest, Depresiunea Bîrladului şi Depresiunea panonică de sud, creşterea gradientului geotermic către suprafaţă este mai atenuată. Explicarea acestui fenomen este dificilă. În mod provizoriu s-ar putea invoca trei cauze. Prima ar putea-o constitui altitudinea reliefului, ţinînd seama că valorile accentuate către suprafaţă se observă, în general, în regiunile de dealuri şi de munte, iar creşterile atenuate caracterizează unităţile cu reliefuri joase. Aceasta înseamnă că în regiunile cu relief înalt, zona de influenţă a atmosferei terestre încetează cu mult deasupra liniei de 0 m (marin) şi că din punct de vedere al acumulării căldurii interne, nivelul de 500 m s.n.m. poate să însemne, în realitate, un interval de 800 m, 1000 m şi chiar 1200 m. Sub acest aspect, calculul valorilor de temperatură la adîncimi absolute, în condiţiile unor variaţii de relief atît de mari ca cele din ţara noastră nu apare indicat. Eliminarea influenţei altitudinei reliefului din calculul distribuţiei şi pe verticală a temperaturilor s-ar putea realiza, eventual, prin adoptarea drept reper, a nivelului de bază local al reţelei hidrografice şi nu a cotei de 0 m (absolut). A doua cauză ar putea-o reprezenta degradarea condiţiilor de protecţie a zăcămintelor şi invadarea lor cu ape de circulaţie. Este cazul structurilor Oteşti, Şandra—Calacea. În sfîrşit, a treia cauză ar consta în tectonizarea accentuată a tuturor formaţiunilor dintr-o zonă sau dintr-o structură, ceea ce ar asigura o difuzare mai uniformă pe verticală a căldurii interne.

Succintele constatări şi consideraţii schiţate mai înainte au un caracter preliminar, atîta timp cît a mai rămas neprelucrat un important volum de date primare. Utilizarea lor va aduce, fără îndoială, elemente noi privind distribuţia regională şi pe verticală a gradienţilor de temperatură, precum şi explicarea variaţiei acestora. Dar indiferent de rezultatele ce se vor mai obţine, încă de pe acum se pot preciza cîteva zone sau structuri unde gradienţii geotermici depăşesc valoarea normală. Din rîndul acestora fac parte : Depresiunea panonică în totalitatea ei, structurile Colibaşi, Alunu, Bîlteni şi Ticleni din Depresiunea getică, Mălini şi Roman—Secueni din Platforma moldovenească, Glăvăneşti din Depresiunea Bîrladului, Ciureşti, Bîrla, Preajba—Cartojani, Videle din Platforma moesică etc. Asupra acestor regiuni şi structuri este indicat să se îndrepte preocupările în vederea valorificării energiei interne a pămîntului.

Primit la redacţie la 18 noiembrie 1975

BIBLIOGRAFIE

BALLY W. (1975) *A geodynamic scenario for hydrocarbon occurence.* Proceedings 9th W. Petroleum Congr., Panel disc. **1** (*3*), pag. 1—12. Tokio.

BOLDIZSAR T. (1966). *Heat flow in the natural gas field of Hajduszoboslo.* Pure and applied geophysics (Pageoph), **64**, *11*, pag. 121—125. Budapesta.

CONSTANTINESCU P., CORNEA I., ENESCU D., PĂTRUŢ ST., RĂDULESCU R. SPÎNOCHE S. (1970) *Evaluation préliminaires de l'epaisseur de la croûte terrestre sur le territoire de la Roumanie.* Rev roum. géol., géoph., géogr., série geoph., **XIV**, *1*, pag. 3—14, Bucarest.

CRISTIAN M., DOGARU L., MOCUȚA ȘT. (1969). *Cu privire la variația temperaturii rocilor din principalele provincii petrogazeifere din R.S.R.* Rev. petrol și gaze *8*, pag. 522—527, București.

KLEMME H. (1972) *Heat influences size of oil giants.* O.G.J. **70**, *29*, pag. 136—144 and **70**, *30*, pag. 76—78.

NEGOIȚĂ V. (1970) *Etude sur la distribution des temperatures en Roumanie.* Rev. roum., géol., géoph., géogr., serie géoph., XIV, *1*, pag. 25—30, Bucarest.

PARASCHIV D. (1975). *Geologia zăcămintelor de hidrocarburi din România.* Sc. tehn. ec., A/10, 363 pag., București.

PARASCHIV D., CRISTIAN M. (1973). *Asupra particularităților regimului geotermic în nord-estul Depresiunii panonice.* Rev. petrol și gaze, *11*, pag. 655—660, București.

PARASCHIV D., CRISTIAN M. (1975) *Cu privire la particularitățile regimului geotermic în sud-estul Depresiunii panonice.* Rev. mine, petrol și gaze, *3*, pag. 101—105, București.

PARASCHIV D., GHENEA C., VASILESCU GH., OPRAN C., PRICĂJAN A., GOLIȚĂ N. (1975) *The research stage of thermal waters in Romania and possibilities to evidence new aquifers.* St. tehn. ec., E/12, pag. 111—137, Bucharest.

PRICĂJAN A. (1972) *Apele minerale și termale din România.* Edit. tehnică, 152 pag., București.

ON THE GEOTHERMAL CONDITIONS OF STRUCTURAL UNITS FOR ROMANIAN HYDROCARBONS

(ABSTRACT)

Having 3070 pressure measurements in stabilized conditions and about 170 measurements in unstabilized conditions, the authors of the present paper drew up maps of the geothermal gradient at several levels, among which that located at 1000 m depth under the sea level is enclosed.

According to the available data, the geothermal gradient varies on the Romanian territory between 1.5° and 7.1°C/100 m. The highest values are found within the Pannonnian Depression and the western part of the Moesian Platform, while the smallest values are present in the Eastern half of the Moesian Platform.

The regional distribution of temperatures within the sedimentary deposits depends on two main factors : the position of the metamorphosed basement, therefore the thickness of sedimentary formations, and the existence or absence of some deep tectonic disturbances.

ANALIZE EXPEDITIVE PRIN FLUORESCENȚĂ X PENTRU DETERMINAREA CONCENTRAȚIILOR DE CUPRU DIN MINERALIZAȚII CUPRIFERE [1]

DE

LIVIU-FLORIAN POP

Institutul de geologie și geofizică, str. Caransebeș, nr. 1, București

INTRODUCERE

Metodele de analiză prin spectrometria radiațiilor X de fluorescență produse prin excitarea cu ajutorul radioizotopilor au cunoscut în ultimii ani o dezvoltare rapidă impusă de necesitatea obținerii unor informații rapide în procesele industriale sau în cadrul lucrărilor geologice în condiții dificile de teren.

Principiul acestor metode de analiză constă în separarea și măsurarea intensității fluxului de radiații de fluorescență X caracteristice emise de atomii substanțelor de analizat atunci cînd aceștia sînt excitați cu radiații nucleare cu energii alese corespunzător pentru producerea fenomenului cu randament maxim.

Astăzi aceste metode se folosesc în determinări curente și sînt preferate datorită simplității și a prețului lor scăzut. Posibilitățile lor sînt multiple și includ; lucrări pentru minereuri metalifere, controlul aliajelor, controlul pe loc al coloranților și a altor aditive în materiale plastice, cauciuc, hîrtie, fibre sintetice și sticlă, analiza soluțiilor din băile de galvanoplastie, măsurarea sulfurilor și a plumbului din materialele combustibile, determinarea apei și a hidrocarburilor din roci etc.

Referitor la aplicarea metodei pentru minereuri, literatura de specialitate menționează rezultate remarcabile obținute în explorarea minereurilor prin analize la suprafața rocilor sau pe probe, prin măsurători în găuri de sondă, pe carote cît și în controlul proceselor de preparare și al calității producției (Clayton, 1971 : Gallagher, 1969).

Îmbunătățirea detectoarelor pentru radiații X de joasă energie cît și numărul relativ mare de surse radioactive cunoscute astăzi, a lărgit mult gama aplicațiilor acestor metode și a mărit precizia măsurătorilor. Nu s-au rezolvat însă, decît în parte, problemele referitoare la corectarea influențelor reciproce între elemente și nici cele impuse de variația mărimii particulelor; fapt care restrînge posibilitățile metodei, în special în lucrările de teren. Rezultatele practice demonstrează că metoda fluorescenței de radiații X rămîne o metodă importantă, ieftină și rapidă chiar în cazurile în care posibilitățile ei sînt încă limitate.

---

[1] Susținută în ședința de comunicări științifice a Institutului de geofizică aplicată din martie 1972.

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., GEOFIZICĂ, TOM. 14, NR. 1, P. 75–84, BUCUREȘTI, 1976

PRINCIPIUL METODEI

Emisia radiaţiilor caracteristice este unul din fenomenele care apar în cazul restabilirii echilibrului energetic al atomilor excitaţi.

Excitarea atomilor rezultă în urma unor tranziţii radioactive (captură electronică sau conversie internă) sau ca efect al interacţiunii unei radiaţii nucleare (corpusculare sau electromagnetice) cu atomul.

Cînd un electron primeşte sub acţiunea unor factori fizici o cuantă de energie de valoare suficientă pentru a fi expulzat de pe nivelul pe care îl ocupă, pe nivelul respectiv se creează o „vacanţă electronică" primară. Energia cheltuită pentru expulzarea electronului este egală cu energia de legătură a acestuia; această energie rămîne în atom ca energie de excitare, starea energetică normală a atomului se modifică, iar atomul trece în stare excitată. Locul rămas liber este ocupat de un electron de pe un nivel superior, creîndu-se astfel, pe nivelul respectiv, o „vacanţă electronică" secundară. La rîndul ei „vacanţa secundară" creează prin ocuparea ei o altă „vacanţă secundară" pe alt nivel exterior şi aşa mai departe. Salturile succesive ale electronilor orbitali pentru ocuparea „vacanţelor primare sau secundare" iau sfîrşit în momentul cînd atomul redevine stabil.

Energia de excitare a atomului este eliberată în momentul tranziţiei electronilor de pe un nivel pe altul. Legea conservării se respectă prin apariţia unor radiaţii X de fluorescenţă caracteristice sau prin emisia electronilor Auger.

Radiaţiile X caracteristice se notează cu indicele nivelului, în care există „vacanţa electronică" (X_K; X_L . . .). Deoarece există posibilitatea ca vacanţa de pe un nivel electronic să fie ocupată de un electron de pe oricare alt nivel exterior lui, radiaţia X caracteristică unui nivel are la rîndul ei un spectru discret. De exemplu radiaţiei X_K îi corespund radiaţiile caracteristice XK_α, XK_β, . . . (fig. 1). Spectrul discret al radiaţiilor XK_α, XK_β, . . . este puţin diferenţiat şi de aceea este tratat ca un întreg, luîndu-se în consideraţie numai energia liniei predominante. În analizele prin fluorescenţă se utilizează în general radiaţia caracteristică XK, fiind mai accesibilă măsurării datorită energiei ei mari în raport cu celelalte linii spectrale. Pentru elemente grele se mai utilizează radiaţia XL.

Energia radiaţiei X de fluorescenţă este dată de relaţia:

$$E = h \cdot \nu \tag{1}$$

$h = 6{,}625 \cdot 10^{-27}$ erg. secundă — constanta lui Plank,

ν — frecvenţa radiaţiei.

Capacitatea atomilor de a emite radiaţii X de fluorescenţă este caracterizată de randamentul de fluorescenţă; acesta creşte cu numărul atomic Z al elementelor.

Conform legii lui Mosley:

$$\sqrt{\frac{\nu}{R}} = 0{,}874 \cdot (Z - 1{,}13) \tag{2}$$

$R = 109.737\ cm^{-1}$ —constanta Rydberg

Potrivit legii lui Moseley, frecvența (ν) a radiației de fluorescență este funcție de numărul atomic Z al elementelor (fig. 1). Relația între numărul atomic și frecvență, fundamentează determinarea calitativă a unui element, prin spectrul său caracteristic de radiații X.

Folosirea radioizotopilor pentru excitarea atomilor, în scopul provocării radiațiilor de fluorescență, stă la baza metodei de care ne vom ocupa în cele ce urmează. Acest procedeu de excitare prezintă avantajul simplității dispozitivelor de iradiere, măsurare și protecție, dimensiunile reduse, eficacității ridicate pentru o largă gamă de elemente.

Ca surse de excitare sînt folosiți radioizotopii emițători de radiații alfa, beta sau gama și ansamble generatoare de radiații X de frînare (bremstrahlung).

Excitarea cu surse alfa, prezintă avantajul unei bune eficacități pentru elementele ușoare (oxigen, carbon, azot etc.), pentru care celelalte tipuri de surse nu dau rezultate satisfăcătoare. Folosirea lor însă, pune probleme constructive.

Sursele beta prezintă : eficiență de excitare scăzută, fond de radiații perturbante considerabil etc., de aceea sînt puțin folosite.

Excitarea cu surse de fotoni (gama și X) se aplică pentru energii ce depășesc 2 KeV, cel mai bun randament obținîndu-se în domeniul energiilor cuprinse între 15—20 KeV. Numărul mare de surse de fotoni (gama, X) a permis acoperirea unui domeniu larg de energii de excitare pentru un număr mare de elemente și stabilirea unor criterii optime de selectare a surselor în scopul obținerii unor eficiențe maxime.

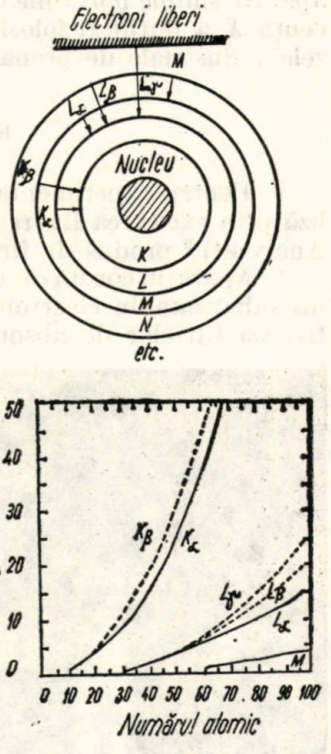


Fig. 1. — Nivelele energetice ale electronilor din atom și principalele emisiuni de cuante X.

Pentru detectarea radiațiilor X excitate de sursele radioactive se folosesc : contoare Geiger Müller, contoare proporționale, cristale scintilatoare și cristale semiconductoare.

Folosirea detectoarelor cu cristale semiconductoare marchează un salt calitativ în spectrometria radiațiilor X : au o putere de rezoluție remarcabilă, dar din cauza dispozitivelor de răcire pe care le necesită sînt folosite deocamdată numai în aparatura de laborator.

În construcția aparaturii portabile, cele mai utilizate sînt detectoarele cu cristal de scintilație, datorită simplității de construcție și robusteții lor.

Deoarece în aparatura portabilă nu este deocamdată posibilă folosirea detectoarelor cu mare putere de rezoluție, pentru o bună separare a radiațiilor de fluorescență caracteristice, de contribuția liniilor spectrale învecinate, sînt folosite filtrele de absorbție echilibrate.

Proprietatea de filtrare a acestora se bazează pe fenomenul de absorbţie preferenţială în domeniul energiilor.

Se obţine o selecţie de bandă foarte îngustă, ceea ce practic înseamnă separarea unei anumite linii spectrale X, provenită de la elementul urmărit.

Progresul tehnic în domeniul electronicii a permis construcţia unor aparate simple portabile cu ajutorul cărora metoda de analiză prin fluorescenţă X a putut fi folosită în lucrări geofizice de teren, precum şi în procesele industriale de preparare a minereurilor.

METODOLOGIE ŞI REZULTATE

Pentru experimentarea metodei s-a folosit aparatul portabil de analiză prin excitarea fluorescenţei de radiaţii X cu surse radioactive (P.I.F. Analyser) [2] produs de firma Hilger şi Watts, Anglia (fig. 2).

Aparatul constă dintr-un traductor cu cristal de scintilaţie de NAI(T1), un subansamblu electronic de măsură cu integrator, un dispozitiv pentru fixarea filtrelor de absorbţie şi o sursă radioactivă de Pu^{238} (30 mCi).

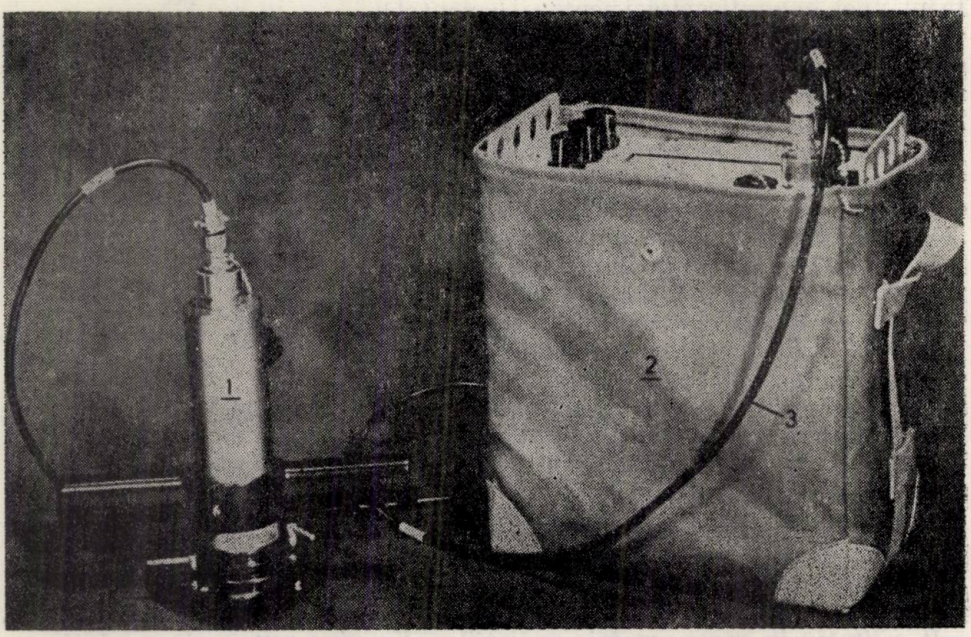


Fig. 2. — Aparatul P.I.F. Analyser.

Aparatul poate fi folosit pentru analize în laborator pe probe mojarate sau p tru analize „in situ".

Metodica de lucru constă în determinarea prealabilă a dependenţei între viteza de numărare obţinută pentru radiaţia XK (sau XL) a elementului de analizat şi conţinutul în element al unor probe etalon.

[2] Concepţia constructivă a acestui aparat aparţine primului tip de aparat portabil (1965) care foloseşte surse radioactive pentru provocarea fluorescenţei X.

Această dependență se stabilește practic cu ajutorul unor probe din materialul care urmează a fi analizat, pentru care elementul interesant din punct de vedere al cercetării a fost determinat chimic sau prin alte metode. Prin raportarea vitezelor de numărare obținute pentru linia XK (sau XL) a elementului urmărit pe un grafic, ca funcție a concentrației elementului în probele etalon, se obține un „nor" de puncte care permite trasarea unei curbe de calibrare:

$$\Delta N_e = f_e(c_e\%) \tag{3}$$

unde:

ΔN_e — viteza de numărare pentru linia XK (sau XL) a elementului de analizat „e". Această viteză se obține ca diferență între vitezele de numărare măsurate cu perechea de filtre de absorbție specifice elementului „e": primul (de tip „trece-sus") lasă să treacă spre detector radiațiile X din probă cu energii pînă la un prag aflat imediat deasupra energiei radiației XK (sau XL) E_{XKe}(sau E_{XLe}) a elementului de analizat; al doilea (de tip „trece-jos"), lasă să treacă numai radiațiile cu energii pînă la un prag inferior lui E_{XKe} (sau E_{XLe}),

$$\Delta N_e = N_B - N_A$$

N_B — viteza de numărare cu filtrul „trece-sus",
N_A — viteza de numărare cu filtrul „trece-jos",
$c_e\%$ — concentrația elementului „e" în proba măsurată.

Stabilitatea corespondenței între rezultatul măsurării și rezultatele chimice, dispersia „norului" de puncte pe baza căruia se trasează curba de tip (3), poate fi influențată în sens negativ de o serie de efecte perturbante date de matricea în care este înglobat elementul de analizat:

— efecte inter-element date de variațiile de compoziție a probei (alte elemente decît cel de analizat),

— efecte ale neomogenității, date de variația mărimii particulelor care alcătuiesc proba și de variațiile distribuției elementului de analizat în interiorul particulelor,

— efecte de suprafață, date de neregularitățile suprafeței probei.

Pe de altă parte, construcția filtrelor de absorbție echilibrate este o problemă tehnică destul de dificilă și în general nu se realizează identitatea caracteristicilor de transmisie în afara domeniului limitat din vecinătatea energiei E_{XKe} (efectul de neechilibrare a filtrelor).

Efectul de suprafață și efectul neomogenității pot fi reduse prin măcinarea fină a probelor. De obicei mărimea optimă a particulelor se determină experimental; dimensiunile indicate pentru reducerea efectelor perturbante sînt cuprinse între 0,01—0,1 mm.

În cazul în care elementul de analizat se găsește asociat cu alte elemente, influențele reciproce pot provoca diminuări sau amplificări ale intensității radiațiilor X urmărite, fie prin absorbția acestora, fie printr-o excitare adițională a elementului de analizat de către radiațiile X produse în matrice. Efectele inter-element sînt principalul factor perturbant în cazul analizelor prin excitarea fluorescenței X pentru probe geologice.

Chiar atunci cînd compoziţia mineralogică a probelor de analizat este asemănătoare, fiind variabilă numai concentraţia unui singur element cu efect perturbant, interpretarea rezultatelor de măsurare necesită o atenţie deosebită precum şi aplicarea unor tehnici de lucru care să permită evaluarea şi eliminarea influenţei acestuia. Din cauza influenţei generale a compoziţiei matricei funcţiile de calibrare de tipul (3) sînt valabile numai pentru o singură zonă geologică, în care compoziţia mineralogică este uniformă. Cînd urmează a se schimba zona de lucru este necesară trasarea unei noi curbe de tip (3), folosind probe etalon din această nouă zonă.

În cazul mineralizaţiilor cuprifere adesea matricile în care sînt înglobaţi atomii de cupru prezintă o largă gamă de concentraţii de fier, care prin acţiunea sa perturbantă conduce la imposibilitatea trasării unei singure curbe de calibrare de tip (3). Pentru eliminarea influenţei fierului ca element interferent unii autori (Dziunikowski, 1964; Berry, 1970) recomandă construirea unor nomograme sau abace. O tehnică de lucru asemănătoare s-a folosit şi în cazul practic prezentat în această lucrare pentru probe de minereu de cupru.

Pentru a aprecia efectul interferent al fierului şi efectul de neechilibrare al filtrelor, probele geologice etalon de minereu de cupru au fost grupate după concentraţiile lor în fier. Pentru fiecare grupă astfel obţinută (avînd fierul în concentraţii apropiate) s-a trasat cîte o dreaptă de calibrare:

$$\Delta N_{Cu} = f_{Cu}\,(C\,\%\,Cu)\,|_{C\,\%\,Fe=ct.} \tag{4}$$

Apoi acestea au fost reunite într-un singur sistem de axe (fig. 3) obţinîndu-se o familie de drepte de tipul:

$$\Delta N_{Cu} = F_{Cu}\,[C\,\%\,Fe, f_{Cu}\,(C\,\%\,Cu)] \tag{5}$$

avînd conţinutul în fier ca parametru.

Au fost apoi executate măsurători cu filtrul pentru fier, obţinîndu-se vitezele de numărare ΔN_{Fe}. Ţinînd seamă că influenţele cupru-fier sînt reciproce, avem o nouă familie de drepte avînd C%Cu ca parametru:

$$N_{Fe} = f_{Fe}\,[C\,\%\,Cu, f_{Fe}\,(C\%\,Fe)]. \tag{6}$$

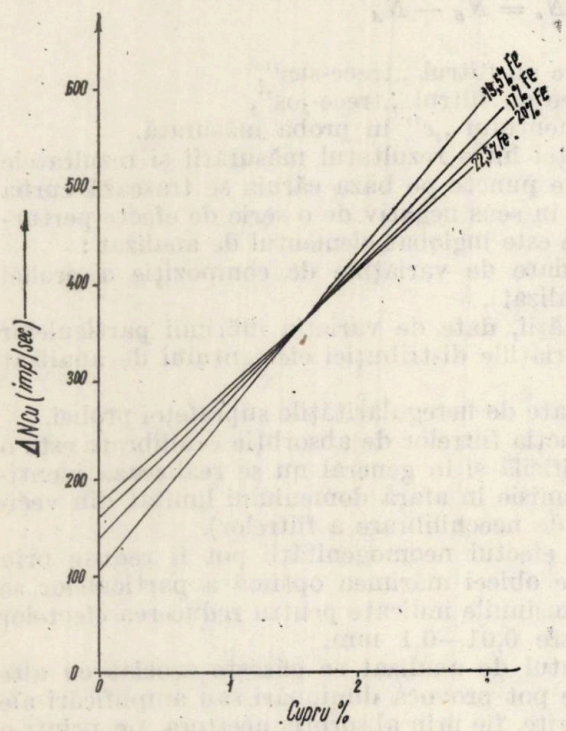


Fig. 3. — Diferenţa vitezelor de numă rare pentru cupru (ΔN_{Cu}) în raport cu conţinutul de cupru determinat chimic pentru conţinuturi variabile de fier. Măsurători pe probe mojarate.

Expresiile (5) și (6) formează un sistem de două ecuații cu două necunoscute: C%Cu și C%Fe. Examinarea rezultatelor de măsurare obținute cu filtrele pentru cupru și pentru fier, în comparație cu concentrațiile chimice, relevă faptul că sistemul format de cele două ecuații este, în principiu, din punct de vedere matematic compatibil determinat, deci admite soluții unice de tipul:

$$C\%\mathrm{Cu} = Q_{\mathrm{Cu}}(\Delta N_{\mathrm{Cu}}, \Delta N_{\mathrm{Fe}})$$
$$C\%\mathrm{Fe} = Q_{\mathrm{Fe}}(\Delta N_{\mathrm{Cu}}, \Delta N_{\mathrm{Fe}}). \qquad (7)$$

Expresiile (7) arată că în planul determinat de un sistem de axe ΔN_{Cu} și ΔN_{Fe} vom avea în fiecare punct o pereche unic determinată de valori C%Cu și C%Fe.

În sistemul de axe ΔN_{Cu}, ΔN_{Fe} au fost marcate distinct, după concentrații de cupru și de fier, punctele avînd drept coordonate valorile vitezelor de numărare măsurate cu cele două perechi de filtre, pentru un mare număr de probe etalon (cca. 150 probe). Apoi s-au trasat liniile care unesc punctele cu aceleași concentrații de cupru, respectiv de fier, obținîndu-se abaca din figura 4. Această abacă permite determinarea conți-

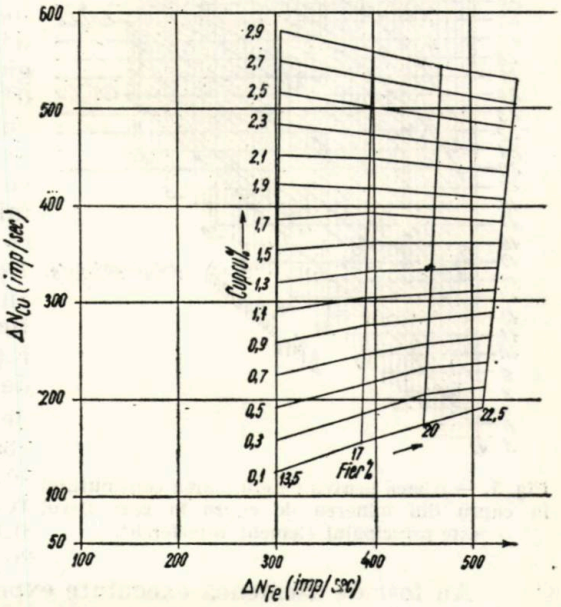


Fig. 4. — Abacă pentru determinarea conținutului de cupru și fier din minereu de cupru.
ΔN_{Cu} — diferența vitezelor de numărare obținute pe probe mojarate cu filtrele Ni—Co, pentru cupru.
ΔN_{Fe} — diferența vitezelor de numărare obținute pe probe mojarate cu filtrele Mn—Cr pentru fier.
Iradierea cu sursă de Pu^{238}.

nutului de cupru și de fier din probele geologice pentru care s-au executat experimentările, pe baza a două măsurători efectuate cu aparatul de fluorescență *X* portabil cu filtrele pentru cele două elemente.

Probele geologice din zone cu mineralizații cuprifere conțin fierul atît sub formă de sulfuri cît și în compoziția silicaților. Trebuie subliniat

faptul că efectul perturbant în cazul analizelor prin excitarea fluorescenţei de radiaţii X pentru cupru este dat de toţi atomii de fier din probă, indiferent în ce combinaţie chimică se află aceştia. Analizele de fier din silicaţi fiind însă costisitoare, construcţia abacelor de tipul celei din figura 4 devine neeconomică.

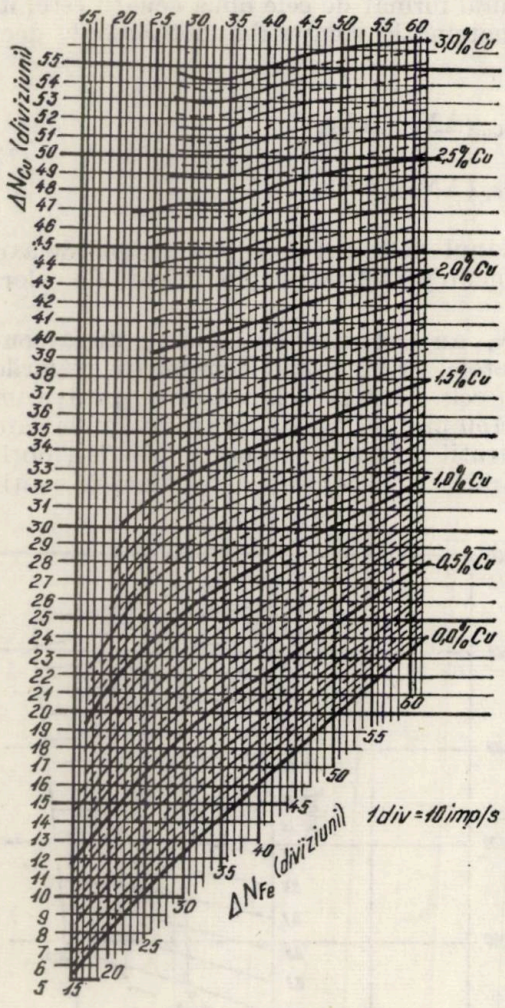


Fig. 5. — Abacă pentru determinarea conţinutului în cupru din minereu de cupru în care fierul este principalul element interferent.

Pentru eliminarea influenţei fierului fără a cunoaşte concentraţia sa în probele etalon se va lua în consideraţie numai familia de curbe:

$$C\%\text{Cu} = Q_{\text{Cu}}\,(\Delta N_{\text{Cu}},\ \Delta N_{\text{Fe}}).$$

În aplicaţiile noastre practice mărimile ΔN_{Cu}, ΔN_{Fe} au fost exprimate ca diferenţă de număr de diviziuni citite la aparat, pentru simplitate.

Abaca practică de interpretare a măsurătorilor pentru analize de cupru este prezentată în figura 5.

Utilizînd această abacă au fost interpretate rezultatele a 658 de măsurători pentru probe geologice cu concentraţii cuprinse între 0% şi 3% Cu. Concentraţiile de cupru determinate prin metoda excitării fluorescenţei X au fost comparate cu concentraţiile determinate chimic. Pentru probele cu concentraţii cuprinse între 0% şi 1% Cu (371 analize), 76% din rezultatele obţinute prin excitarea fluorescenţei de radiaţii X se abat faţă de cele chimice cu mai puţin de 0,15% Cu iar 93% cu mai puţin de 0,25% Cu. Pentru probele cu concentraţii cuprinse între 1% şi 3% Cu (287 analize), 60% din rezultate se abat cu mai puţin de 0,15% Cu faţă de cele chimice iar 80% cu mai puţin de 0,25% Cu.

Au fost de asemenea executate experimentări ale metodei în cadrul unei uzine de preparare a minereurilor cuprifere.

În cazul unor analize pentru concentrat cupros (124 analize), 65% din rezultate se abat cu mai puţin de 0,5% Cu iar 85% cu mai puţin de 0,75% Cu faţă de cele chimice.

Aplicînd metoda şi pentru concentratul piritos rezultat din procesul de flotare a minereului de cupru (100 analize), cazul cel mai dificil din

punct de vedere al interacțiunii cupru-fier, s-a constatat că 65% din rezultate se abat cu mai puțin de 0,15% Cu iar 85% cu mai puțin de 0,25% Cu față de cele chimice. Gama de concentrații de cupru a probelor analizate a fost, pentru concentratul piritos, de 0,25 — 0,85 % Cu.

În concluzie se impune sublinierea următoarelor aspecte :

— aplicarea metodei în lucrări geologice poate da indicații imediate asupra prezenței cuprului în mineralizații, precum și informații cantitative asupra concentrației acestuia ;

— pentru diminuarea unor efecte perturbante ale matricei este necesară măcinarea prealabilă a probelor ;

— influența perturbantă a fierului în cazul analizelor pentru cupru poate fi diminuată prin folosirea unor tehnici de lucru adecvate ; totuși compoziția matricei (mai ales conținutul în elemente cu număr de ordine mai mare de 20—25) are influență asupra rezultatelor, ceea ce face ca, în general, o curbă de calibrare sau o abacă să fie potrivită pentru interpretarea rezultatelor de măsurare numai într-o singură zonă geologică sau în zone asemănătoare din punct de vedere al genezei și compoziției mineralogice ;

— metoda este indicată pentru acele lucrări geologice, miniere sau în cadrul proceselor de preparare a minereurilor unde rapiditatea cu care poate fi dat rezultatul este un factor important și unde nici o altă metodă de analiză nu poate furniza rezultate imediate ; ca exemple pot fi date : analize expeditive pentru conducerea lucrărilor de exploatare prin determinarea concentrației medii într-un front de lucru, controlul calității minereului care intră în uzina de preparare și controlul calității produsului finit, analize expeditive pentru aprecierea conținutului unor eșantioane de rocă în cazul lucrărilor de prospecțiune sau explorare etc.

Folosirea unui aparat portabil cu posibilități de selecție energetică (analizor monocanal) poate îmbunătăți mult rezultatele.

Fără a pretinde că metoda de analiză prin excitarea fluorescenței X cu surse radioactive ar concura metodele clasice, se poate afirma însă că, printr-o folosire judicioasă, ea poate furniza rezultate prețioase într-o serie de lucrări legate de prospecțiunea, explorarea, exploatarea și prepararea minereurilor. Sensibilitatea și exactitatea metodei, nu prea ridicate în raport cu alte metode de analiză, sînt compensate de rapiditatea obținerii rezultatului prin excluderea proceselor de pregătire a probei pentru analiză (dizolvări, iradieri etc.).

Primit la redacție
la 8 iulie 1974

BIBLIOGRAFIE

Berry F. P. *Radioisotope X-Ray Fluorescence Analysis.* 16-th Nation. Symp. Instr. Am., Analys. Instr. Div., May 1970, Pittsburg, 1971.

Clayton C. G. *Applications of Radioisotope X-Ray Fluorescence Analysis in Metalliferous Mineral Exploration and in Mining.* Nuclear Techn. Min. Explor. Exploit., December 1969, IAEA Vienna, 1971.

DZIUNIKOWSKI B., *Nomographic Interpretation Method in the X-Ray Analysis of Three Component Samples.* Nucleonika, 9, 1964.
GALLAGHER M. J., *Portable X-Ray Spectrometers for Rapid Ore Analysis.* 9-th Commonwealth Mining Metallurg. Congr., Mining Petrol Geol. Sect., 1969, London, 1969.

QUICK X-RAY FLUORESCENCE ANALYSIS FOR THE DETERMINATION OF COPPER CONTENTS IN CUPREOUS MINERALIZATIONS

(ABSTRACT)

The paper displays the principle of the analysis method by exciting *X*-ray fluorescence with radioactive sources and the results obtained by this method in determining copper concentrations under the conditions of a ore-deposit in Romania.

It is shown a practical method resulting from the experiment for overcoming interelement effect of iron in the copper analysis.

BAZA DE TIMP ELECTRONICĂ PENTRU STAȚIILE DE ÎNREGISTRARE A MAREELOR TERESTRE

DE

RAUL DOROBANȚU și DOREL ZUGRĂVESCU

Observatorul astronomic din București, Colectivul de cercetări geodinamice, str. Alexandru Sahia 19—21, 70201 București

În stațiile pentru înregistrarea continuă a mareelor terestre din R.S. România [1—5] sînt folosiți penduli orizontali din cuarț [4,5] pentru înregistrarea componentei orizontale și gravimetre cu traductoare capacitive [6] pentru înregistrarea componentei verticale. Pentru fixarea unei scări de timp pe diagramele înregistrate este necesară existența unor semnale care să marcheze orele (24 de semnale pe zi) și a unui semnal suplimentar care să marcheze ziua.

Din punctul de vedere al studiului mareelor terestre, scara de timp utilizată astăzi este de dorit să nu aibă erori mai mari de $\pm$ 0,5 sec/zi și este obligatoriu să fie perfect vizibilă pe înregistrările fotografice. Cum înregistrările sînt făcute cu viteza de derulare a hîrtiei fotosensibile și intensitatea spotului luminos al semnalului util reglabile în funcție de necesitățile cercetării și cum hîrtia însăși are sensibilități diferite, practica a arătat că, pentru a avea o scară de timp imprimată perfect, este necesar ca durata semnalelor orare să poată fi reglată între 1 sec și 30 sec și apoi păstrată neschimbată, atîta timp cît condițiile experimentale nu se modifică.

În stația pentru înregistrarea mareelor terestre instalată la Observatorul gravimetric Căldărușani a fost inițial folosit pentru marcat scara timpului un ceas cu pendul, la care a fost adaptat un dispozitiv mecanic [7]. Ansamblul realizat avea precizia de $\pm$ 3,5 sec/zi și durata semnalelor orare reglabilă între 10 și 50 sec. cu precizia de $\pm$ 3 sec.

Mai tîrziu a fost utilizată, în același scop, centrala de semnale orare tip PRAGOTRON — R.S.C., cu armare automată electromagnetică și stabilizare prin pendul, centrală care are precizia de $\pm$ 1,2 sec/zi și durata semnalelor orare reglabilă între 2 și 30 sec., cu precizia de $\pm$ 2 sec.

Avantajele acestor tipuri de instalații decurg din relativa lor simplitate, care permite ca întreținerea și reglajele să poată fi făcute de către un personal cu calificare redusă. Precizia scăzută cu care pot păstra scara timpului, rezultat direct al existenței unui mare număr de piese mecanice în mișcare, obligate să lucreze adesea în condiții nefavorabile de mediu, dar mai ales dificultatea de a realiza pilotarea automată a bazei de timp prin semnale orare radio, fac ca acest tip de instalații să treacă treptat din laboratoare în sălile muzeelor.

Acestea sînt motivele care au făcut ca atenția cercetătorilor, interesați în asigurarea unei scări de timp de calitate, să fie în ultimul timp [8] captată din ce în ce mai mult de ceasurile electronice.

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., GEOFIZICĂ, TOM 14, NR. 1, P. 85—90, BUCUREȘTI, 1976

REALIZAREA BAZEI DE TIMP ELECTRONICĂ CU DURATĂ VARIABILĂ

Baza de timp realizată de colectivul nostru are ca piesă principală un ceas electronic cu circuite integrate și afișaj numeric, tip C—553 R.P.P. Menționăm că acest ceas are precizia de $\pm 0{,}5$ sec./zi, consumul de putere de 20 VA și greutatea de 5 kg.

În vederea asigurării declanșării unui semnal de putere cu durată reglabilă la fiecare oră și în plus la 6H 10^{m}TU s-a construit un dispozitiv anexă, cu circuite integrate, care decodifică impulsurile primare livrate de ceas, constituindu-se totodată, pe baza acelorași impulsuri, un sistem de declanșare cu durată variabilă. Semnalele livrate de ceas sînt în sistem binar pentru fiecare cifră de indicare a orei (fig. 2).

Schema bloc a sistemului este expusă în figura 1. Semnalele orare se obțin prin diferențierea impulsurilor C_4 (osc. 3). Cu scopul de a asigura o durată de acționare a circuitului integrat $t_0 \geqslant 10$ nS, constanta de timp a circuitului de diferențiere se dimensionează astfel [9]:

$$U_{dif} = E\, e^{-\frac{t}{\tau}}.$$

Considerînd valorile:
$U_{dif} = 0{,}8$ V (pragul de stare 0)
$E = 2$ V (pragul de stare 1)
rezultă prin înlocuire $e^{\frac{t_0}{\tau}} \leqslant 2{,}5$
S-a ales $\tau = RC = 20$ nS,
unde τ este constanta de timp a circuitului de diferențiere.

Impulsul suplimentar 6^{h} 10^{m} TU se obține de asemenea prin diferențierea semnalului de la ieșirea decodificatorului Z și are aspectul din osc. 5 (fig. 3).

În scopul furnizării unor impulsuri cu durată reglabilă între 1s și 30s, se folosesc impulsuri de secunde și zeci de secunde decodificate [10], [11] care prin combinarea într-o poartă AND dau la ieșire (osc. 8) semnal corespunzător pozițiilor comutatoarelor K_1, respectiv K_2. Aceste impulsuri indică sfîrșitul duratei de acționare a releului final, comanda de început fiind introdusă în circuitul NOR prin intrările 4, respectiv 6 (fig. 1). Se remarcă necesitatea introducerii unui circuit de întîrziere (între punctele 7—8) [11] cu rolul de a asigura funcționarea corectă a circuitului cu bucla de reacție NOR-FF-NOR. Se observă de asemenea utilizarea circuitului AND_N, în scopul inhibării intrării de durată a impulusului (ieșirea AND) pentru perioada de timp pînă la sosirea unui nou impuls orar (4 OR 6).

Comanda bazei de timp se face prin intermediul releului de acționare, pilotat de etajul final cu un tranzistor, care la rîndul său este comutat de către ieșirea $\bar{Q}$ a circuitului bistabil (osc. 9).

Schema de principiu a decodificatorului și a formatorului de durată [9, 13] este înfățișată în figura 4. Alimentarea comportă două surse stabilizate conectate în cascadă ; prima sursă, de tip repetor pe emitor, furnizează o tensiune de + 12 V în cazul alimentării de la rețea ; cea de-a doua sursă stabilizată alimentează circuitele integrate cu +5V. În locul deco-

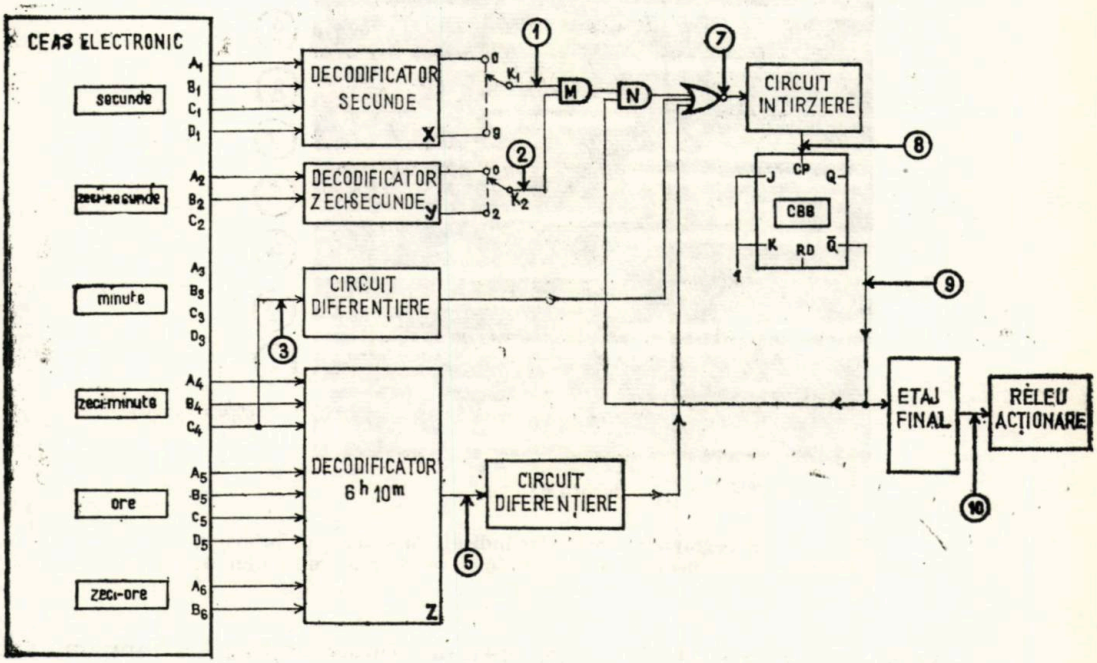


Fig. 1. — Schema bloc a bazei de timp electronice cu durată reglabilă.

Starea numărătorului	Nivele de ieșire			
	A	B	C	D
0	L	L	L	L
1	H	L	L	L
2	L	H	L	L
3	H	H	L	L
4	L	L	H	L
5	H	L	H	L
6	L	H	H	L
7	H	H	H	L
8	L	L	L	H
9	H	L	L	H

$L \neq 0 \leq V_{ieșire} \leq 0{,}8V$
$H \neq 2{,}4V \leq V_{ieșire} \leq 5V$

Fig. 2. — Tabela de adevăr a impulsurilor furnizate de ceasul electronic C—553.

dificării cu circuite integrate s-a preferat, din considerente economice, decodificarea cu diode (D_{11} — D_{61}), atacul circuitelor integrate făcîndu-se prin intermediul unor etaje repetoare pe emitor (T_{11}, respectiv T_{12}). Față de schema bloc simplificată apar în plus o serie de circuite inversoare (CI_1, CI_2, CI_5) sau porți NAND (CI_3) necesare funcționării corecte a schemei.

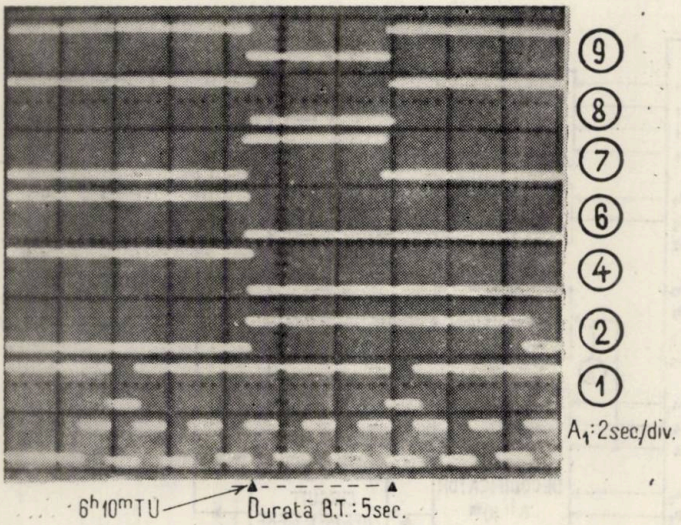


Fig. 3. — Oscilogramele tensiunilor indicate în schema de principiu corespunzătoare declanșării de 6^h 10^m cu durata impulsului de ieșire de 5 s.

Remarcabilă este posibilitatea prevederii unei alimentări tampon, cu acumulator, atît la ceasul digital cît și la dispozitivul de decodificare — durată prezentat. În timpul funcționării alimentării de la rețea, acumulatorul este încărcat prin rezistența R_A de la sursa de 12 V, iar în regim de întrerupere a rețelei, circuitele sînt alimentate de la acumulator prin intermediul diodei de comutație D_5.

Consumul global al instalației de furnizare a bazei de timp cu 4 canale este de 25 VA.

Pentru a fi izolată de șocuri, praf, etc., instalația a fost introdusă într-o incintă în care radiația calorică proprie asigură creșterea temperaturii aerului în vecinătatea aparatului. Este provocată în felul acesta scăderea umidității relative și sînt reduse mult procesele de corodare a pieselor metalice.

CONCLUZII

Generalizarea utilizării în stațiile pentru înregistrarea continuă a mareelor terestre din R.S. România a unor baze de timp electronice similare cu cea prezentată mai sus va asigura o îmbunătățire sensibilă a

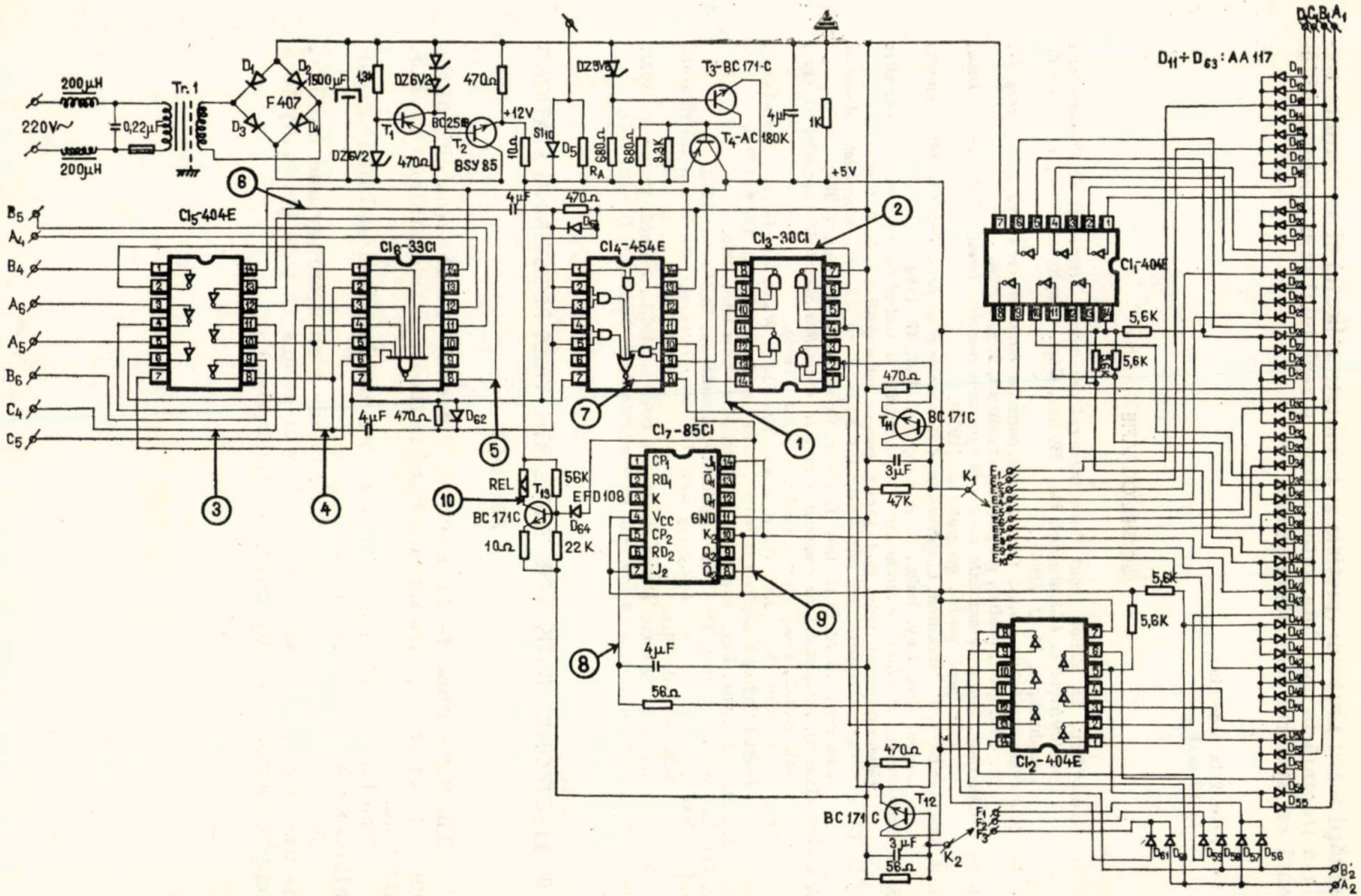


Fig. 4. — Schema de principiu a anexei de decodificare — durată a bazei de timp electronice.

calității scării timpului (precizie și fiabilitate ridicate) și va permite trecerea treptată la completa automatizare a reglajului prin pilotarea automată cu ajutorul semnalelor radio.

Primit la redacție
la 10 mai 1976

BIBLIOGRAFIE

1. D. Zugrăvescu, *La station pour l'enregistrement des marées terrestres de l'Observatoire gravimetrique de Căldărușani*. Rev. Roum., Géol. Géophys. et Géogr. — Série de Géophysique, **11**, *1* (1967).
2. D. Zugrăvescu, *Stațiile pentru înregistrarea mareelor clinometrice Padeș I și Padeș II*, St. cerc. geol., geofiz., geogr., seria geofizică, **7**, *2*, (1969).
3. D. Zugrăvescu, *Stația permanentă pentru înregistrarea mareelor terestre Crăciunești—Deva*, St. cerc. geol. geofiz. geograf. **12** (1974).
4. J. Verbaandert, P. Melchior, *Construction et étalonnage d'un pendule horizontal en quartz*. Comm. Obs. Roy. Belg., Série Géophys., **142**, *47* (1958).
5. D. Zugrăvescu, *Pendulul orizontal din cuarț construit în cadrul Observatorului gravimetric Căldărușani*, St. cerc. geol. geofiz. geogr., seria geofizică, **5**, *2* (1967).
6. M. Bonatz, *Gezeitenregistrierung mit einem auf Kapazitiven Abgriff umgerüsteten Askania Gravimeter GS 12*. Mitt. Inst. f. Theor. Geod. Heft 22, Bonn (1973).
7. D. Zugrăvescu, *Înregistrări ale mareelor terestre în Republica Socialistă România*. St. cerc. geol. geofiz., geogr., seria geofizică, **4**, *2* (1966).
8. Xu Min, Lai De-Lun, Ning Xue-Rong, Zhang Lai-Feng, Wang Xin-Bo, Liu Xiao-Hong, *Digital Coding Clock and Calendar*. Acta Geophysica Sinica, **19**, *2* (1976).
9. J. Millman, I. Taub, *Pulse and digital circuits*, Mac Graw Hill, 1965.
10. Fairchild Semiconductor, The TTL applications handbook, California, 1973.
11. R. Morris, J. R. Miller, *Designing with TTL integrated circuits*, Texas Instruments Incorporated, 1971.
12. P. E. Gray, C. L. Searle, *Bazele electronicii moderne*, Edit., tehnică, București, 1973.
13. N. Reus, *Tratarea simbolică a schemelor de comutație*, Edit. Academiei R.S.R., 1971.

THE ELECTRONIC BASIS FOR THE EARTH TIDES REGISTERING STATIONS

ABSTRACT

The paper presents the electronic time basis for the recording of the time scale on the registrations obtained in the earth tides stations in R.S. Romania.

The building elements of the device are described and some explanations for its function and use are given.

In conclusion, one shows that, beside high accuracy and fiability, the use of this electronic time basis will permit to pass gradually to a complete automation by means of radio signals.

APLICAȚII ALE PROBABILITĂȚILOR GEOMETRICE ȘI NUMERELOR ALEATOARE ÎN GEOFIZICĂ

DE

DAN ZORILESCU

Institutul de geologie și geofizică, str. Caransebeș 1, București

1. INTRODUCERE

În lucrarea [1] s-a propus o primă utilizare în cercetarea geofizică a unui rezultat obținut în 1777 de către Buffon, rezultat cunoscut sub denumirea de „problema acului lui Buffon".

Această problemă ce a fost privită multă vreme doar ca un „joc" a făcut ulterior subiectul unor dezvoltări matematice, devenind de fapt o problemă de probabilități geometrice „determinarea probabilităților de interceptare a unor segmente sau cercuri cu rețele de linii de echidistanțe date". Sub această formă problema a căpătat un pronunțat caracter practic.

Specificul cercetărilor geologice și geofizice ne-a condus la ideea utilizării în continuare a metodei atît pentru determinarea probabilităților de interceptare a zonelor mineralizate cu rețele de cercetare geofizică și determinarea echidistanțelor optime prin utilizarea unui criteriu economic cît și pentru estimarea numărului așteptat de zone mineralizate și a dimensiunilor medii a acestora.

În [2] se prezintă detaliat aspectele teoretice ale problemei în corelație cu un model de simulare ce utilizează numerele aleatoare.

2. DETERMINAREA PROBABILITĂȚILOR DE INTERCEPTARE A ZONELOR MINERALIZATE CU REȚELE DE CERCETARE LA DIFERITE ECHIDISTANȚE. DETERMINAREA ECHIDISTANȚELOR OPTIME

Ne propunem să determinăm probabilitățile de interceptare a unor zone mineralizate de diferite dimensiuni cu rețele de cercetare geologică cu diferite echidistanțe, după care vom aprecia echidistanța optimă în raport cu un anumit criteriu de optimalitate.

Zonele mineralizate pot fi cercetate prin rețele de profile la suprafață sau prin lucrări minere de explorare, în subteran. Astfel cercetările în rețea regulată se pot face fie prin măsurători continue pe profile paralele la echidistanța a, fie prin rețele patratice de latură a sau dreptunghiulare cu laturile a și respectiv b.

Forma acumulărilor de substanță minerală utilă (mai frecvent întîlnită în practică), în secțiune orizontală sau verticală, poate fi reprezentată prin linii drepte (zăcămintele filoniene) sau suprafețe circulare (zăcăminte lenticulare).

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., GEOFIZICĂ, TOM 14, NR. 1, P. 91–103, BUCUREȘTI, 1976

În funcţie de tipul reţelei şi forma zonelor cercetate se vor determina probabilităţi de interceptare cu relaţiile următoare [2]:

— pentru zone reprezentate liniar de lungime l

$$p\,(\mathrm{I}) = \begin{cases} \dfrac{2}{\pi} \times \dfrac{l}{a} & \text{pentru reţele de profile paralele echidistante cu latura } a. \\ \dfrac{1}{\pi} \cdot \dfrac{l}{a}\left(4 - \dfrac{l}{a}\right) & \text{pentru reţele patratice de latură } a. \\ \dfrac{1}{\pi} \cdot \dfrac{l\,(a+b)}{ab}\left(2 - \dfrac{a}{a+b}\right) & \text{(pentru reţele dreptunghiulare cu laturile } a \text{ şi } b. \end{cases}$$

Deoarece în problemele practice avem un număr de mare zone de diferite dimensiuni este util să se construiască abace pe care să se citească cu uşurinţă probabilităţile de interceptare.

În [1] se face o aplicaţie pentru determinarea probabilităţilor de interceptare a zonelor mineralizate reprezentate liniar cu reţele de cercetare geofizică (reţele de profile paralele).

Utilizînd relaţia

$$p\,(I) = \frac{2}{\pi} \cdot \frac{l}{a} = 0{,}63\,\frac{l}{a}$$

se calculează în tabela 1 aceste probabilităţi pentru echidistanţe a variind de la 25 m la 3000 m şi pentru zone mineralizate de lungimi l variind

Tabela

L \ a	25	50	75	100	150	200	250	300
5	0,126	0,063	0,042	0,031	0,021	0,157	0,0126	0,0105
10	0,252	0,126	0,084	0,063	0,042	0,0314	0,0252	0,0210
20	0,504	0,252	0,168	0,126	0,084	0,0630	0,0504	0,0420
25	0,630	0,315	0,210	0,155	0,105	0,0785	0,0630	0,0525
30	—	0,378	0,252	0,189	0,126	0,0942	0,0756	0,0630
40		0,504	0,336	0,252	0,168	0,1260	0,1008	0,0840
50		0,630	0,420	0,315	0,210	0,1570	0,1260	0,1050
75		—	0,630	0,472	0,315	0,2355	0,1890	0,1575
100			—	0,630	0,420	0,3140	0,2520	0,2100
150				—	0,630	0,4710	0,3780	0,3150
200					—	0,630	0,5040	0,4200
250						—	0,6300	0,5250
300							—	0,6300
400								—
500								
750								
1000								
1500								
2000								
3000								

între 5 m și 3000 m. Fiecare linie a tabelei indică probabilitățile de interceptare a zonelor de lungime l cu diverse rețele de cercetare. În figura 1 se prezintă variația probabilităților de interceptare în funcție de parametri l și a.

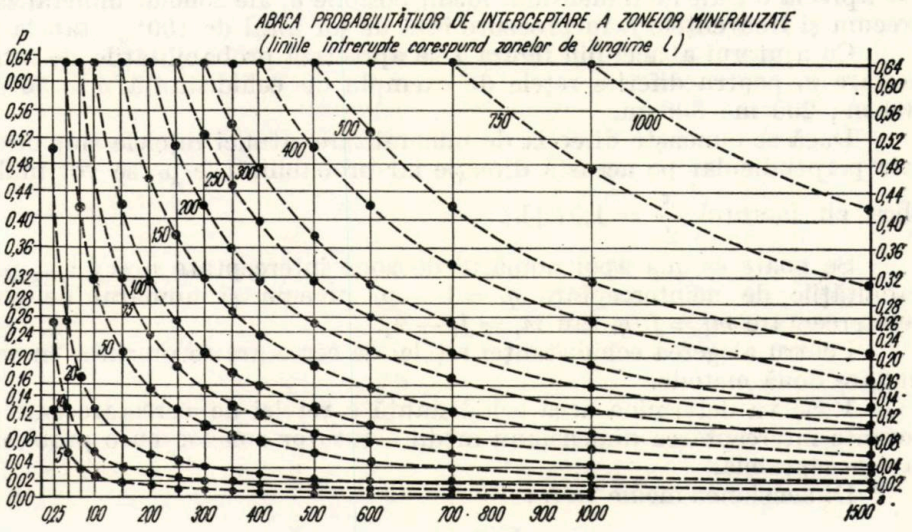


Fig. 1

În abscisă sînt trecute valorile echidistanțelor considerate iar în ordonată valorile probabilităților de interceptare. Curbele reprezintă variația acestor probabilități pentru fiecare lungime l dată.

1

350	400	500	600	750	1000	1500	2000	3000
0,0090	0,00787	0,0063	0,00525	0,0042	0,00315	0,0021	0,00157	0,00105
0,0180	0,01574	0,0126	0,01050	0,0084	0,00630	0,0042	0,00314	0,00210
0,0360	0,03148	0,0252	0,02100	0,0168	0,0126	0,0084	0,00630	0,00420
0,0450	0,03935	0,0315	0,02625	0,0210	0,0155	0,0105	0,00785	0,00525
0,0540	0,04722	0,0378	0,03150	0,0252	0,0189	0,0126	0,00942	0,00630
0,0720	0,06296	0,0504	0,04200	0,0336	0,0252	0,0168	0,01260	0,00840
0,0900	0,07870	0,0630	0,05250	0,0420	0,0315	0,0210	0,01570	0,01050
0,1350	0,11805	0,0945	0,07875	0,0630	0,0472	0,0315	0,02355	0,01575
0,1800	0,15740	0,1260	0,10500	0,0840	0,0630	0,0420	0,03140	0,02100
0,2700	0,23610	0,1890	0,15750	0,1260	0,0945	0,0630	0,04710	0,03150
0,3600	0,31580	0,2520	0,21000	0,1680	0,1260	0,0840	0,06300	0,0420
0,4500	0,39450	0,3150	0,26250	0,2100	0,1575	0,1050	0,07875	0,05250
0,5400	0,47220	0,3780	0,31500	0,2520	0,1890	0,1260	0,09450	0,06300
—	0,63000	0,5040	0,42000	0,3360	0,2520	0,1680	0,1260	0,08400
	—	0,6300	0,52500	0,4200	0,3150	0,2100	0,15750	0,10500
		—	—	0,6300	0,4725	0,3150	0,23625	0,15750
				—	0,6300	0,4200	0,31500	0,21000
					—	0,6300	0,47250	0,31500
						—	0,63000	0,42000
							—	0,63000

Această abacă poate fi utilizată cu ușurință pentru aprecierea unor echidistanțe optime.

Să presupunem că în extinderea unei zone cunoscute sau într-o zonă nouă similară din punct de vedere geologic cu una cunoscută, se pot aprecia o serie de dimensiuni medii posibile d_i ale zonelor mineralizate precum și frecvențele f_i în procente față de un total de 100% (tabela 2).

Cu ajutorul abacei din figura 1 se apreciază probabilitățile de interceptare p_i pentru diferite rețele de exemplu de echidistanță $a = 50$ m; 100 m; 200 m; 300 m.

Dacă se cunoaște direcția de mineralizare atunci rețelele sînt orientate perpendicular pe această direcție iar probabilitățile p_i se vor multiplica cu factorul $\frac{\pi}{2} = 1{,}57$ [1].

Se poate estima apoi numărul de zone interceptate $n_i = f_i \cdot p_i$, probabilitățile de neinterceptare $q_i = 1 - p_i$ precum și numărul de zone neinterceptate $m_i = f_i\, q_i$ sau $m_i = f_i - n_i$.

Pentru alegerea echidistanței rețelei de cercetare se prezintă în continuare două metode.

1. Se va determina acea echidistanță a rețelei de cercetare care va permite interceptarea dimensiunii medii a tuturor zonelor cu o probabilitate acceptabilă.

Dimensiunea medie va fi :

$$d = \frac{\sum d_i f_i}{100} = 35 \text{ m}.$$

Probabilitățile de interceptare a zonelor de lungime medie cu diferite rețele de cercetare sînt următoarele :

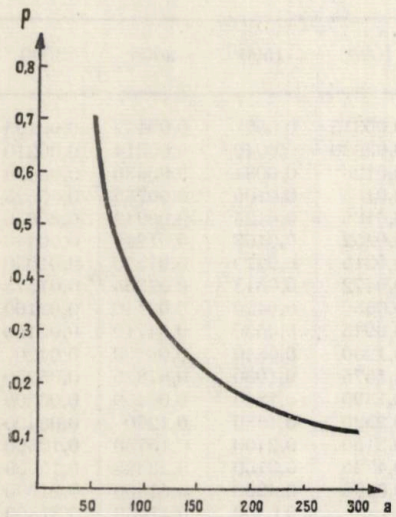


Fig. 2

a	50	100	200	300
p	0,700	0,350	0,175	0,117

În figura 2 se construiește grafic variația probabilităților de interceptare cu echidistanța rețelei. Acest grafic va permite să se aprecieze echidistanța rețelei în funcție de o probabilitate de interceptare acceptabilă. Spre exemplu, dacă se va accepta o probabilitate de 0,5 de interceptare a unor zone de dimensiuni medii, atunci rețeaua de cercetare trebuie să aibă echidistanța liniilor de cercetare de cca 75 m.

După cum se observă acest procedeu are un grad de subiectivism destul de mare neținîndu-se seama de riscul de neinterceptare a unor zone de dimensiuni mai mici.

Tabela 2

Nr. crt.	Dimensiuni medii posibile d_i	Frecvența față de 100% f_i	Probabilități de interceptare și numărul zonelor interceptate								Probalități de neinterceptare și numărul zonelor neinterceptate							
			$a = 50$		$a = 100$		$a = 200$		$a = 300$		$a = 50$		$a = 100$		$a = 200$		$a = 300$	
			p_i	n_i	p_i	n_i	p_i	n_i	p_i	n_i	q_i	m_i	q_i	m_i	q_i	m_i	q_i	m_i
1	10	40	0,20	8	0,10	4	0,05	2	0,033	1	0,80	32	0,90	36	0,95	33	0,967	39
2	20	30	0,40	12	0,20	6	0,10	3	0,066	2	0,60	18	0,80	24	0,90	27	0,934	28
3	50	12	1,00	12	0,50	6	0,25	3	0,166	2	0,00	0	0,50	6	0,75	9	0,834	10
4	75	7	1,00	7	0,75	5	0,375	3	0,250	2	0,00	0	0,25	2	0,625	4	0,750	5
5	100	6	1,00	6	1,00	6	0,50	3	0,333	2	0,00	0	0,00	0	0,500	3	0,667	4
6	150	5	1,00	5	1,00	5	0,75	4	0,500	2	0,00	0	0,00	0	0,250	1	0,500	3
	Total	100		50		32		18		11		50		68		82		89

2. Un procedeu mai corect este acela prin care se alege echidistanţa a corespunzătoare unui procent acceptabil de pierdere a unei cantităţi de rezervă aferentă zonelor mineralizate.

Se consideră rezerva de minereu proporţională cu dimensiunea zonei, adică 1 m.l. $= Z$ tone de minereu.

Rezerva totală presupusă va fi

$$Q_T = 100 \times 35 \times Z = 3500\ Z.$$

Pentru fiecare echidistanţă a se poate calcula dimensiunea totală a zonelor pierdute

$$A(a) = \sum_i d_i\ m_i$$

şi apoi rezerva pierdută

$$Q\ (a) = bA(a).$$

Pentru cele patru reţele considerate avem

a	50	100	200	300
$Q(a)$	650 Z	1290 Z	2120 Z	2875 Z

Procentul de pierdere din rezerva totală va fi

$$e\ (a) = \frac{Q(a)}{Q_T}\ 100$$

adică

a	50	100	200	300
$e(a)$	19,4	36,8	60,5	82,1

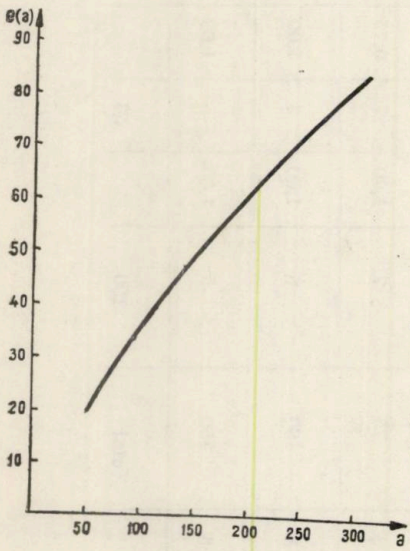


Fig. 3

În figura 3 se construieşte grafic variaţia procentelor de pierdere cu echidistanţa.

Se observă că echidistanţa aleasă anterior $a = 75$ m conduce la o pierdere de cca 30% din rezerva totală.

Dacă pierderea acceptabilă din rezerva totală este maximum 10 % atunci reţeaua de cercetare este necesar să aibă o echidistanţă $a = 25$ m.

Pierderi de peste 50% din rezerva totală se obțin pentru rețele cu echidistanțe mai mari de 150 m.

3. ESTIMAREA NUMĂRULUI TOTAL POSIBIL DE ZONE MINERALIZATE PE BAZA CUNOAȘTERII NUMĂRULUI DE ZONE INTERCEPTATE PRIN LUCRĂRI DE CERCETARE GEOFIZICĂ. ESTIMAREA DIMENSIUNILOR MEDII ALE ZONELOR

Să considerăm un volum de rocă (o zonă) cu posibilități de mineralizare sub formă de filoane de diferite lungimi și grosimi neglijabile în raport cu lungimile. Evident numărul real de filoane nu este cunoscut aprioric.

Cercetarea și descoperirea filoanelor mineralizate se poate face aplicînd o metodă geofizică sau geochimică de cercetare la suprafața solului, metode aplicate pe o rețea de echidistanță dată. Proiecția filoanelor pe o suprafață orizontală (suprafața solului) se poate materializa prin segmente de lungimi diferite l_i.

Rețeaua de cercetare, de regulă, este o rețea de profile (aliniamente) paralele echidistante.

În figura 4 se prezintă o imagine schematică a proiecției filoanelor necunoscute și a unei rețele de cercetare cu echidistanța dată a între profile.

Am presupus o așezare întîmplătoare a rețelei de cercetare pe suprafața mineralizată.

Aplicînd metodele de cercetare geofizice sau geochimice pe aliniamentele rețelei se vor obține în unele puncte valori anomale față de valorile de fond ale regiunii.

Prin interpretarea geologo-geofizică a regiunii se pot separa dintre valorile anomale acelea care sînt cauzate de filoanele mineralizate.

Poziția topografică a acestei valori anomale (coordonatele pe aliniament) indică locul de interceptare a filonului cu un aliniament al rețelei.

Spre exemplu în figura 4 se consideră că filoanele 1, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 10, 11, 12 au fost interceptate, în schimb filoanele 2, 9, 13, 14 nu au fost interceptate. Se poate întîmpla ca unele filoane să fie interceptate pe mai multe aliniamente (ex. filoanele 4 și 5).

Pe baza datelor cunoscute în urma cercetării ne propunem să estimăm numărul total, posibil, de filoane precum și lungimea lor medie.

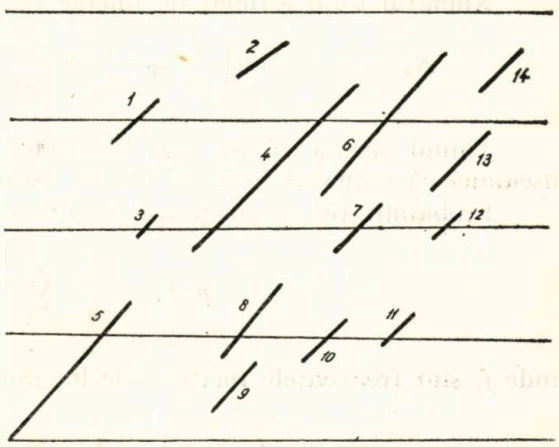


Fig 4

Numărul estimat de filoane de o anumită lungime l_i cu $l_i < a$, este (vezi anexa)

$$N_{\text{estim}}(l_i) = \frac{a}{l_i} \cdot \frac{\pi}{2} \bar{x}(l_i)$$

unde $\bar{x}(l_i)$ este numărul de filoane de lungime l_i interceptate cu rețeaua dată de cercetare, orientată întîmplător.

Numărul total de filoane, indiferent de lungime, dar cu $l_i < a$ va fi

$$N_{\text{estim total}} = a \frac{\pi}{2} \sum_{i=1}^{n} \frac{\bar{x}(l_i)}{l_i}.$$

Pentru rețelele orientate perpendicular pe direcția de mineralizare relația se scrie

$$N_{\text{estim total}} = a \sum_{i=1}^{n} \frac{\bar{x}(l_i)}{l_i}.$$

Să presupunem că în urma unei cercetări geofizice cu rețea de echidistanță $a = 100$ m au fost evidențiate un număr oarecare de zone anomale care verificate prin lucrări minere de explorare au indicat următoarele filoane :

7 filoane cu $l = 20$ m
4 filoane cu $l = 30$ m
3 filoane cu $l = 50$ m
2 filoane cu $l = 80$ m
1 filon cu $l = 100$ m
1 filon cu $l = 200$ m
1 filon cu $l = 500$ m.

Numărul total estimat de filoane cu $l < 100$ m va fi

$$N_{\text{estim total}} = 100 \left(\frac{7}{20} + \frac{4}{30} + \frac{3}{50} + \frac{2}{80} \right) = 57 \text{ filoane.}$$

Ținînd seama că au mai fost interceptate 3 filoane cu $l > 100$ m înseamnă că numărul total de filoane estimate este de 60.

Probabilitatea interceptării unui filon oarecare cu $l < 100$ m va fi

$$p(I) = \frac{1}{a} \cdot \sum_{i=1}^{n} l_i f_i,$$

unde f_i sînt frecvențele relative ale lungimilor filoanelor, adică

$$f_{20} = \frac{7}{16}\ ;\ f_{30} = \frac{4}{16}\ ;\ f_{50} = \frac{3}{16}\ ;\ f_{80} = \frac{2}{16}.$$

Rezultă imediat

$$p(I) = 0{,}36.$$

Lungimea medie a filoanelor interceptate cu $l < 100$ este

$$\bar{l} = \sum_{i=1}^{n} l_i f_i = 36.$$

Rezultă o lungime totală mineralizată (lungimea cumulată a tuturor filoanelor cu $l < 100$ și $l > 100$.

$$L = 36 \times 57 + 800 = 2852 \text{ m}.$$

Dacă se poate aprecia o densitate de mineralizare pe metru liniar (z tone/m) atunci se poate prognoza o rezervă de minereu

$$Q = Z \cdot L(\text{tone}) = 2852\ Z\,(\text{tone}).$$

Dacă în loc de un zăcămînt filonian se cercetează un zăcămînt lenticular, și dacă secțiunile în plan orizontal ale diferitelor corpuri mineralizate pot fi asimilate unor suprafețe circulare de diametre D_i, atunci pentru determinarea numărului estimat de corpuri și a valorii așteptate a diametrelor aparente se vor aplica relațiile (vezi anexa):

$$N_{\text{total estimat}} = a \sum_{i=1}^{n} \frac{\bar{x}(D_i)}{D_i}$$

și

$$E(l) = \frac{\pi}{4} \cdot \frac{\sum_{i=1}^{n} D_i^2\, p(D_i)}{\sum_{i=1}^{n} p(D_i)\, D_i}$$

Cu datele din exemplul precedent, considerînd lungimile drept diametre, avem

$$N_{\text{total estimat}} = 57 + 3 = 60 \ (57 \text{ corpuri cu } D \leqslant a)$$

$E(l) \approx 37$ m, pentru cercuri cu $D < 100$.

★

Au fost prezentate două modalități de utilizare a unor rezultate obținute în teoria probabilităților geometrice în scopul rezolvării unor probleme legate de cercetarea geologică și anume de optimizare a rețelelor de cercetare și predicție a rezultatelor ce se pot obține.

Metoda poate să fie folosită cu succes şi pentru optimizarea reţelelor de explorare geologică atît prin foraj cît şi prin lucrări minere subterane.

ANEXĂ

Vom prezenta demonstraţia relaţiei de apreciere a numărului total de zone interceptate cu reţele de echidistanţe date.

Să considerăm N segmente de lungime l orientate întîmplător într-o arie patratică.

Probabilitatea intersecţiei unui segment oarecare „i" cu o reţea de linii va fi — după teoria probabilităţilor geometrice — determinată de una din relaţiile următoare :

$$p = \begin{cases} \dfrac{2}{\pi}\cdot\dfrac{l}{a} & \text{pentru reţele de profile paralele cu echidistanţa } a \\ \dfrac{1}{\pi}\cdot\dfrac{l}{a}\left(4-\dfrac{l}{a}\right) & \text{pentru reţele patratice de latură } a \\ \dfrac{1}{\pi}\cdot\dfrac{l\,(a+b)}{a\times b}\left(2-\dfrac{l}{a+b}\right) & \text{pentru reţele dreptunghiulare cu laturile } a \text{ şi } b. \end{cases}$$

Dacă se presupune că orientarea şi localizarea segmentelor este întîmplătoare şi independentă de la segment la segment atunci se poate accepta că numărul de intersecţii observate $X(N)$ urmează o lege de distribuţie binomială.

Probabilitatea ca din N segmente să avem x intersectate va fi

$$f_N(x) = \frac{N!}{x!\,(N-x)!}p^x\,(1-p)^{N-x}$$

Numărul mediu de astfel de intersecţii va fi $M(x) = Np$ iar dispersia $S^2 = Np\ (1-p)$.

Pentru cazul reţelelor de linii paralele se obţin relaţiile

$$f_N(x) = \frac{N!}{x!\,(N-x)!}\left(\frac{2}{\pi}\frac{l}{a}\right)^x\left(1-\frac{2}{\pi}\frac{l}{a}\right)^{N-x}$$

$$M(x) = \frac{2}{\pi}\frac{Nl}{a}$$

$$S^2 = \frac{2}{\pi}\frac{Nl}{a}\left(1-\frac{2}{\pi}\frac{l}{a}\right).$$

În cazul în care numărul total de segmente de lungime l este necunoscut, se poate crea un procedeu de simulare cu ajutorul căruia se poate estima acest număr total. Se construiește pe o hîrtie de calc un sistem de linii paralele cu echidistanța a și se așează întîmplător pe aria de segmente.

Se determină numărul de intersecții x.

Se repetă procedeul de mai multe ori variind de fiecare dată localizarea și orientarea segmentelor și se obține un șir de determinări x_i.

Numărul mediu de intersecții observate va fi

$$\bar{x} = \frac{\sum x_i}{n},$$

unde am notat prin n numărul de experimente efectuate.

Evident, se poate scrie

$$M(x) = \frac{2}{\pi}\frac{Nl}{a} \approx \bar{x},$$

de unde numărul total de segmente estimat va fi

$$N = \frac{a}{l} \cdot \frac{\pi}{2} \cdot \bar{x}.$$

Se poate repeta procedeul pentru un număr oarecare de rețele la echidistanțele $2a$; $3a$; ... și de fiecare dată se poate estima numărul total de segmente.

Fie acum cazul unor suprafețe circulare de diferite diametre D_i amestecate în proporții cunoscute.

Probabilitatea intersecției cu o rețea de linii paralele de echidistanța a a unui cerc de diametru D_i este

$$p(D_i) = \frac{D_i}{a}.$$

Rezultă numărul mediu de cercuri interceptate

$$M\,(N) = N\,\frac{D_i}{a}.$$

Cu un procedeu de simulare asemănător cazului precedent se poate estima numărul total de cercuri de diametru D_i (dacă acest număr este necunoscut):

$$\bar{N}\,(D_i) = \frac{a}{D_i} \cdot x\,(D_i),$$

unde prin $\bar{x}(D_i)$ s-a notat numărul mediu de cercuri intersectate prin procedeul de simulare.

Numărul total de cercuri indiferent de mărimea diametrului va fi

$$\bar{N} = \sum_{i=1}^{n} \frac{a}{D_i} \cdot x(D_i).$$

Prin n s-a notat numărul de mărimi diferite ale diametrelor cercurilor.

Deoarece în practică nu se cunosc totdeauna diametrele reale D și se pot aprecia numai așa-numitele diametre aparente l, se poate determina densitatea de probabilitate necondiționată a diametrelor aparente ale amestecului de arcuri $p(l)$ în funcție de probabilitățile de interceptare cu rețele de linii paralele.

Valoarea medie a diametrelor aparente va fi

$$M(l) = \frac{\int_{D_i} lp(l)\,dl}{\int_{D_i} p(l)dl}; \quad l > 0.$$

După calcule intermediare pentru care recomandăm lectura lucrării [2] se obține

$$M(l) = \frac{\pi}{4} \cdot \frac{\sum_{i=1}^{n} D_i^2 p(D_i)}{\sum_{i=1}^{n} p(D_i) D_i}.$$

După cum se poate constata metoda utilizează un procedeu de rețele aleatoare și prin urmare reprezintă de fapt o metodă de simulare a realității ce poate fi pusă în evidență printr-o astfel de cercetare.

Relațiile de calcul obținute se pot utiliza de asemenea în cercetările de laborator efectuate pe secțiuni subțiri.

Primit la redacție la
17 iunie 1976

BIBLIOGRAFIE

1. ZORILESCU D., *Determinarea probabilităților de interceptare a zonelor mineralizate cu rețele de cercetare geofizică.* St. cercet. geol, geogr., seria geofizică, *1*, 1971.
2. SĂCUIU I., ZORILESCU D., *Numere aleatoare. Aplicații în economie, industrie și studiul fenomenelor naturale.* Editura Academiei R.S.R. (va apare în 1977).

APPLICATIONS DES PROBABILITÉS GÉOMÉTRIQUES ET DES NOMBRES ALÉATOIRES EN GÉOPHYSIQUE

(RÉSUMÉ)

On donne les relations de calcul des probabilités d'interception des zones minéralisées, à réseaux de recherche de différentes équidistances, ainsi que les relations pour l'estimation du nombre total possible de zones minéralisées et des dimensions moyennes de celles-ci.

Par l'emploi d'un critérium d'optimisation les réseaux optimaux de recherche sont aussi déterminés. Ainsi, le travail présente un modèle d'optimisation de recherches et de prévision des résultats possibles.

CERCETĂRI GEOELECTRICE PENTRU MINERALIZAȚII DE SULFURI POLIMETALICE ÎN REGIUNEA MOLDOVA NOUĂ—STÎNĂPARI *

DE

V. VÂJDEA, I. STOICA

Institutul de geologie și geofizică, str. Caransebeș nr. 1, București

INTRODUCERE

Lucrarea prezintă cîteva exemple de aplicare a metodelor polarizației induse, rezistivităților și potențialului natural la identificarea și localizarea unor mineralizații de sulfuri polimetalice asociate magmatitelor laramice din regiunea Moldova Nouă—Stînăpari (Banatul de sud).

În regiunea investigată, corpurile intrusive laramice (banatite), de formă și dimensiuni variabile, constituite mai ales din granodiorite, străbat formațiunile paleozoic-mezozoice aparținînd bazinului sedimentar Reșița—Moldova Nouă. Ele se insinuează pe un aliniament de fracturi orientat nord-sud, cu înclinări spre vest.

Acumulările cele mai importante de sulfuri polimetalice sînt localizate în skarnele cu granați produse la contact între rocile eruptive banatitice și rocile mezozoice carbonatate. Mineralizațiile cuprind, în principal, pirită și calcopirită, la care se asociază, uneori, galenă, pirotină, marcasit, tetraedrit, magnetit ș.a. Acestea apar sub forma unor diseminări sau impregnații și, mai rar, masive, formînd corpuri neregulate, care prezintă în general aceeași dispoziție spațială cu a banatitelor. În afara skarnelor se remarcă mineralizații disperse atît în masa banatitelor, cît și a calcarelor cristaline.

Măsurătorile de PI și rezistivități au fost efectuate cu o aparatură de tip Seigel Mark V de 2,5 kw, încadrată la tehnicile de măsură din „domeniul de timp". Curentul de încărcare utilizat de acest echipament are forma unor impulsuri dreptunghiulare, alternative, cu durata de 1,5 s, separate prin timpi de întrerupere de 0,5 s. Cîmpul secundar generat de fenomenele de PI este integrat în raport cu timpul, pe durata pauzelor.

Profilele pe care s-au executat măsurătorile de PI și rezistivități au fost amplasate ortogonal pe direcția de extindere a mineralizațiilor, dispozitivele de măsură folosite fiind de tipurile SEV (AB/MN = ct = 5) și gradient longitudinal.

În vederea creșterii calității interpretării datelor furnizate de măsurătorile de teren s-au realizat determinări ale factorului de încărcare pe probe și in situ pentru principalele tipuri de roci întîlnite în regiune, precum și studii pe modele reduse.

---

* Susținută în ședința de comunicări științifice din 22 aprilie 1969 a Institutului de geofizică aplicată.

ST. CERC. GEOL., GEOGR., GEOFIZICĂ, TOM. 14, NR. 1, P. 105—118, BUCUREȘTI, 1976

Trebuie evidenţiat faptul că măsurătorile de teren au fost executate în condiţii diferite, datorită unui cîmp de perturbaţii electrice foarte puternic, generat de o linie de transport minieră care utilizează curent electric continuu. Existenţa acestei linii a impus efectuarea măsurătorilor în apropierea ei numai în timpul întreruperii activităţii de transport, iar în zonele mai depărtate repetarea sistematică a lor. Pe profilele pe care nivelul perturbaţiilor electrice a fost redus au fost realizate de asemenea măsurători de potenţial natural.

DETERMINĂRI ALE FACTORULUI DE ÎNCĂRCARE ŞI REZISTIVITĂŢII ROCILOR

Studierea proprietăţilor electrice ale rocilor constituie una din condiţiile importante care favorizează o interpretare geologică fundamentată a datelor geoelectrice de teren.

Determinarea factorului de încărcare şi rezistivităţii electrice s-a făcut atît in situ, cît şi pe probe, cu aparatura utilizată la măsurătorile de teren, modificîndu-se unitatea de emisie a acesteia pentru a funcţiona alimentată cu baterii. Dispozitivele de măsură folosite au fost de tip cuadripolar, cu toţi electrozii impolarizabili. Lungimea liniei de curent a variat în funcţie de suprafaţa de aflorare a rocilor şi de dimensiunile probelor disponibile. Pentru măsurătorile in situ executate pe pereţii nearmaţi a două galerii din sectoarele Vărad şi Florimunda distanţa dintre electrozii de curent a fost cuprinsă între 1 şi 3 m, iar pentru cele pe probe (carote şi eşantioane de formă neregulată) aceasta a variat între 0,06 şi 0,40 m.

Rezultatele măsurătorilor in situ sînt concretizate în tabela 1. De menţionat că rezistivităţile determinate astfel au valori mai mici decît cele reale datorită gradului accentuat de umezire a pereţilor galeriei, aspect necaracteristic rocilor în ansamblu. Se observă că, din punctul de vedere al rezistivităţii, rocile mineralizate prezintă valori mai scăzute în raport cu calcarele nemineralizate. Valori de rezistivitate de acelaşi ordin de mărime sau şi mai mici au fost obţinute în cazul banatitelor alterate sau rocilor de contact argilizate. Spre deosebire de rezistivitate, factorul de încărcare prezintă valori intense, între 23 şi 43 ms, numai pentru skarnele puternic mineralizate cu sulfuri. Valori ale acestui parametru peste nivelul de fond, estimat la cca 3 ms, se înregistrează şi în cazul rocilor ce conţin minerale argiloase, în special cînd acestea au rezultat în urma proceselor de alteraţie la care au fost supuse rocile de contact şi banatitice.

În aceeaşi tabelă, pentru fiecare cuplu de valori ale factorului de încărcare şi rezistivităţii, este redat parametrul $\frac{m}{\rho} \cdot 100$, echivalent factorului metalic larg folosit în cazul măsurătorilor de PI în domeniul de frecvenţă. Din tabelă rezultă că acest parametru, pentru care vom păstra denumirea de factor metalic, posedă o capacitate mai redusă de evidenţiere a rocilor mineralizate decît factorul de încărcare, deoarece prezintă

valori ridicate pentru rocile cu conținut mare în minerale argiloase, caracterizate prin rezistivități foarte scăzute.

Tabela 1

Nr. crt.	Descrierea rocii	m(ms)	ρ(Ωm)	$\frac{m}{\rho}\left(\frac{ms}{\Omega m}\right)\cdot 100$
1.	Banatit slab alterat	0,5	93,3	0,5
2.	Banatit alterat pe fisuri și slab mineralizat	2,6	15,9	16,3
3.	Banatit intens alterat și foarte slab mineralizat	7,7	8,3	92,8
4.	Skarn intens mineralizat		37,0	85,1
5.	Skarn intens mineralizat pînă la masiv	31,5 42,7	—	—
6.	Skarn intens mineralizat	33,3	31,5	105,7
7.	Skarn intens mineralizat		50,0	46,1
8.	Skarn mineralizat dispers	23,0	37,5	39,7
9.	Rocă de contact argilizată și slab mineralizată	14,9 16,2	40,0	40,5
10.	Calcar cristalin cu argilizări și slabe mineralizații pe fisuri	7,1	41,0	17,3
11.	Calcar cristalin de contact tectonizat		60,8	6,7
12.	Calcar cristalin cu material argilos	4,05	146,0	4,5
13.	Calcar cristalin cu argilizări și mineralizații slabe	6,57 3,48	66,5	5,2
14.	Calcar cenușiu-vînăt, foarte slab mineralizat pe fisuri	1,35	95,5	1,4
15.	Marnocalcar cornificat	1,25	416,0	0,3
16.	Calcar cristalin	1,80	1655,0	0,1

Măsurătorile pe probe (25 carote și eșantioane) confirmă observațiile relevate de cele realizate in situ. De notat că la efectuarea lor, avînd în vedere dispozitivele mici de măsură utilizate, s-au luat precauțiile necesare ca intensitatea cîmpului primar să nu depășească limita de la care fenomenele de PI devin neliniare.

În figura 1 sînt prezentate intervalele de variație ale factorului de încărcare pentru principalele tipuri de roci din regiune, stabilite pe baza datelor furnizate de măsurătorile in situ și pe probe. Limitele acestor intervale pentru anumite roci sînt discutabile datorită numărului mic de măsurători.

Analiza valorilor factorului de încărcare determinate pentru diferitele tipuri de roci din regiunea Moldova Nouă—Stînăpari arată că anomaliile de polarizație indusă sînt generate, în primul rînd, de rocile mineralizate cu sulfuri și într-o mai mică măsură de banatitele și rocile de contact ce conțin minerale argiloase. De asemenea se constată că rezistivitatea nu constituie un parametru sigur de separare a rocilor mineralizate, mai ales în cazul mineralizațiilor disperse, dar poate oferi informații utile privind caracterul surselor de polarizație indusă.

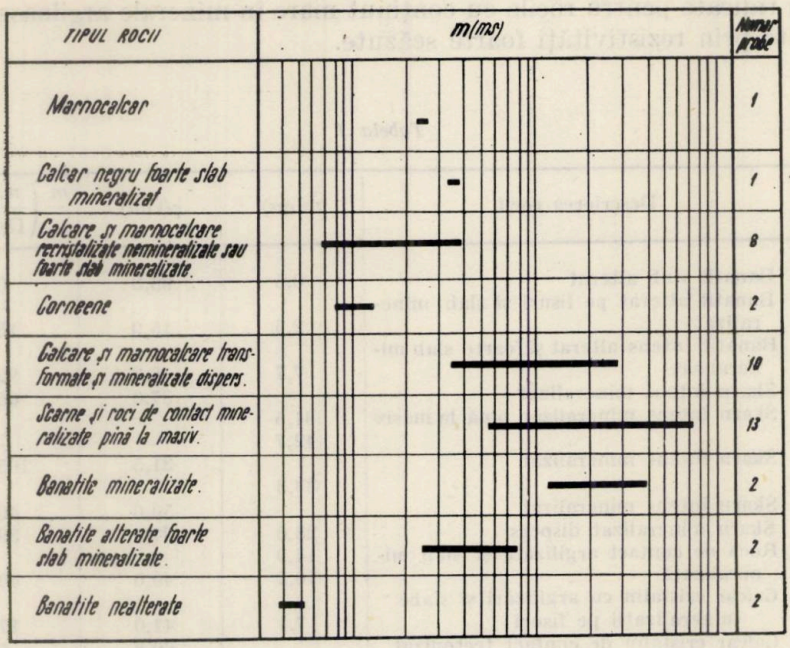


Fig. 1. — Distribuţia factorului de încărcare pentru diferite tipuri de roci din regiunea Moldova Nouă — Stînăpari.

STUDII PE MODELE REDUSE

În vederea stabilirii capacităţii rezolutive a metodelor polarizaţiei induse şi rezistivităţilor au fost executate în laborator studii prin aceste metode în variantele sondajului electric vertical (dispozitive Wenner) şi gradientului longitudinal pe un model redus, simplificat, al unei mineralizaţii cu o geometrie asemănătoare celor din regiunea investigată.

Modelul presupune o apofiză banatitică înconjurată de o mineralizaţie de contact. S-a considerat că între roca intrusivă şi rocile adiacente nu există contraste de rezistivitate. Aceste roci au fost modelate dintr-un amestec de nisip umed şi argilă cu o valoare a factorului de încărcare de cca 0,5 ms. Mineralizaţia a fost realizată din acelaşi material la care s-a adăugat pilitură de fier. Pentru a obţine un material cu o polarizabilitate de cca 40 ms s-a majorat progresiv cantitatea de pilitură de fier. În aceste condiţii, valoarea factorului de încărcare variază în funcţie de conţinutul în pilitură de fier, după cum se poate vedea şi din graficul prezentat în figura 2. În intervalul 0,4—10%, curba de variaţie este reprezentată printr-o dreaptă înclinată la $\frac{\pi}{4}$, care aproximează factorul de încărcare conform relaţiei

$$m \approx C \frac{V_p}{V} \cdot 100,$$

unde c reprezintă o constantă ($c \approx 4$), V_p volumul piliturii de fier, iar V volumul total al amestecului. Această dependență sugerează ideea că în cazul mineralizațiilor disperse factorul de încărcare crește aproximativ direct proporțional cu conținutul în minerale cu conductibilitate electronică.

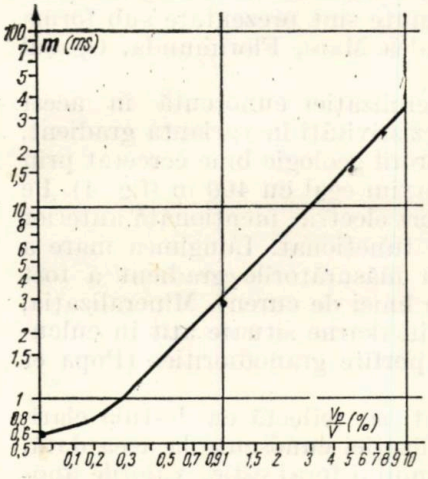


Fig. 2. — Variația factorului de încărcare pentru un nisip în funcție de conținutul său volumetric în pilitură de fier.

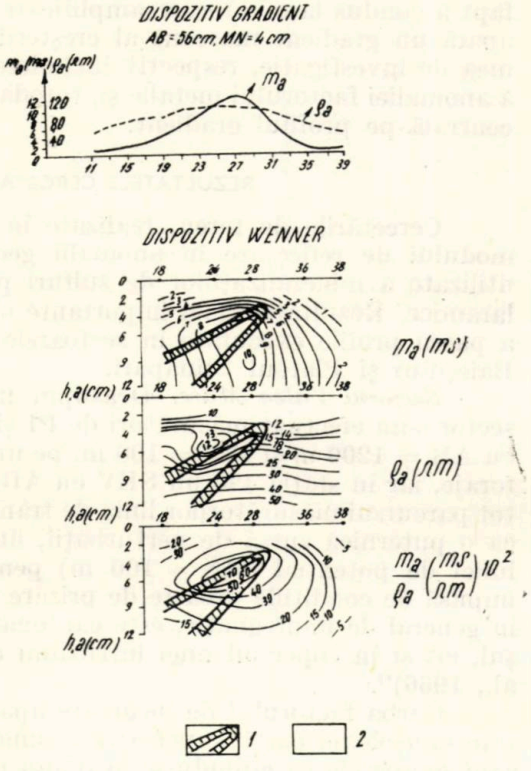


Fig. 3. — Profile și secțiuni geoelectrice PI și ρ_a în cazul unui model redus: 1) — corp perturbant (nisip + pilitură de fier); 2) — mediu ambiant (nisip).

Rezultatele studiilor efectuate sînt prezentate în figura 3. Adîncimea pînă la partea superioară a presupusei mineralizații a fost de 3 cm. Modelul construit este reprezentat la aceeași scară pe secțiunile parametrilor electrici determinați prin măsurătorile SEV. În ordonată s-a luat adîncimea modelului egală cu echidistanța „a" dintre electrozii dispozitivelor de măsură Wenner. Suprapunerea secțiunilor SEV cu cea a modelului facilitează observațiile privind raporturile geometrice dintre distribuția valorilor anomale și mineralizație.

Analizînd secțiunile din figura 3 se observă cîteva caracteristici interesante ale anomaliilor factorului de încărcare, cea mai importantă fiind aceea că atît pentru măsurătorile SEV, cît și pentru cele gradient, apexul anomaliilor este deplasat în sensul înclinării mineralizației în raport cu poziția extremității superioare a acesteia. Se constată, de asemenea,

că aceleași anomalii, prin asimetria lor, respectiv un gradient mai mic de scădere a valorilor în sensul înclinării mineralizației, pot furniza informații privind dispoziția ei spațială.

Trebuie precizat că modelul are o valoare mai mult calitativă datorată, în special, efectelor dimensiunilor limitate ale cuvei de modelare (70 × 50 × 30 cm) în raport cu cele ale dispozitivelor de măsură. Acest fapt a condus la o oarecare amplificare a anomaliilor de PI și a făcut să apară un gradient marcant al creșterii rezistivității aparente cu adîncimea de investigație, respectiv închiderea mai rapidă la partea inferioară a anomaliei factorului metalic și, totodată, rezistivități mai mari în partea centrală pe profilul gradient.

REZULTATELE CERCETĂRILOR DE TEREN

Cercetările de teren, realizate în anul 1968, au urmărit stabilirea modului de reflectare în anomalii geoelectrice caracteristice metodelor utilizate a mineralizațiilor de sulfuri polimetalice asociate magmatitelor laramice. Rezultatele mai importante obținute sînt prezentate sub forma a patru profile executate în sectoarele Valea Mare, Florimunda, Ogașul Băieșului și Platoul Stînăpari.

Sectorul Valea Mare. Deasupra mineralizației cunoscută în acest sector s-au efectuat măsurători de PI și rezistivități în varianta gradient, cu AB = 1200 m și MN = 100 m, pe un profil geologic bine cercetat prin foraje, iar în stația 420 un SEV cu AB maxim egal cu 400 m (fig. 4). Pe tot parcursul măsurătorilor linia de transport electric, menționată anterior ca o puternică sursă de perturbații, nu a funcționat. Lungimea mare a liniei de potențial (MN = 100 m) pentru măsurătorile gradient a fost impusă de condițiile proaste de prizare ale liniei de curent. Mineralizația, în general de impregnație, este cantonată în skarne situate atît în culcușul, cît și în coperișul unei intruziuni de porfire granodioritice (Popa et al., 1966)[1].

Curba factorului de încărcare aparent m_a reflectă cu destulă claritate morfologia părții superioare a mineralizației cunoscute la acea dată, care se aprecia ca efilîndu-se la limita ultimului foraj estic. Valorile anomale depășesc de aproape trei ori nivelul de fond estimat la 2—3 ms. Apexul anomal m_a, de cca 14 ms, înregistrat în dreptul stației 362, a fost verificat cu o galerie laterală și două foraje săpate din aceasta. Lucrările de verificare au interceptat două zone mineralizate, care reprezintă continuarea spre suprafețe a mineralizației cunoscute.

Curba de rezistivitate marchează printr-un minim larg, cu valori în jur de 50—70 Ωm, delimitat de stațiile 390—450, partea centrală a rocilor mineralizate și de contact. Răspunsul părții superioare a mineralizației, care se efilează spre suprafață, se manifestă printr-o inflexiune a curbei ρ_a, indicînd tendința de creștere a rezistivității spre est, pînă la valori de peste 200 Ωm, caracteristice calcarelor nemineralizate.

Existența unei strînse corelații între maximele factorului de încărcare și minimele de rezistivitate aparentă face ca valorile factorului metalic să oglindească remarcabil prezența mineralizației.

[1] M. Popa, I. Rogoz, R. Weigärtner, D. Mocanu, T. Murar. Asupra lucrărilor de prospecțiune și explorare executate în șantierul Moldova Nouă — sectoarele ValeaMare și Suvorov. 1966. Arh. MMPG. București.

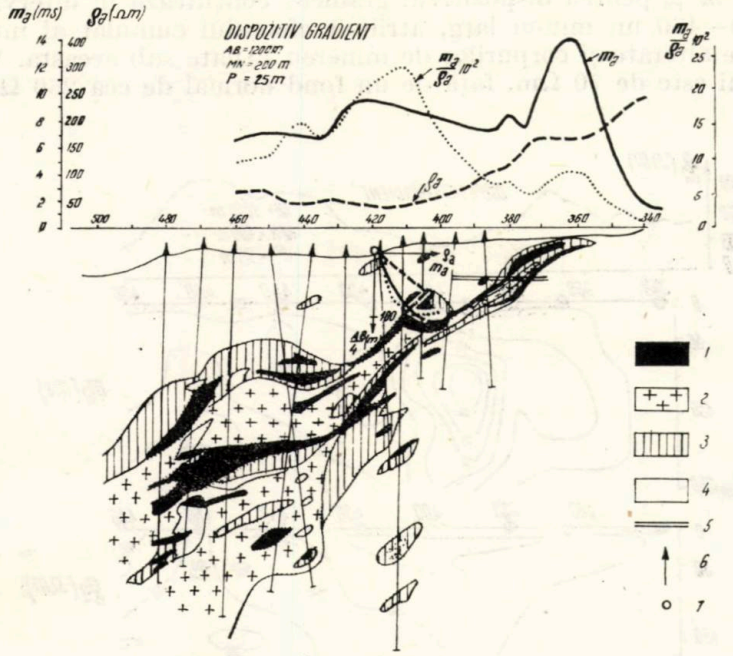


Fig. 4. — Profile PI și ρ_a în sectorul Valea Mare: 1)— minereu masiv; 2) — banatite (granodiorite); 3) — skarne; 4) — calcare recristalizate; 5) — galerie; 6) — foraje; 7) — stație SEV. (secțiunea geologică după M. A. Popa et al., 1966).

Sondajul electric efectuat în stația 420 are curbele parametrilor măsurați trasate direct pe secțiunea geologică cu aceeași signatură ca și curbele gradient, la o scară liniară pentru AB/4. Datele furnizate confirmă rezultatele evidențiate de măsurătorile gradient, arătînd totodată posibilitățile ridicate ale variantei sondajelor electrice în controlul adîncimii sursei anomale.

Sectorul Florimunda. Principalul corp de minereu cunoscut în acest sector este cantonat în culcușul unei intruziuni banatitice. Imaginea lui transversală este prezentată în secțiunea geologică din figura 5 după Popa et al. (1968) [2]. Mineralizația este aproape masivă, fiind constituită predominant din pirită cu caracter prăfos (Pieptea, 1966). Corpul de minereu are direcția NV—SE, adîncimea pînă la partea sa superioară fiind de cca 80 m.

Măsurătorile de polarizație indusă și rezistivități aparente au fost executate în varianta sondajelor electrice verticale ($AB_{max} = 1000$ m), pentru cele din urmă fiind realizat și un profil de gradient longitudinal ($AB = 1000$ m, $MN = 100$ m). Nivelul ridicat al perturbațiilor electrice nu a permis măsurarea factorului de încărcare în cazul variantei gradient.

[2] M. Popa, S. Tihan, I. Rogoz, R. Weingärtner, D. Mocanu. Asupra lucrărilor de prospecțiune și explorare din sectorul Florimunda-Moldova Nouă. 1968. Arh. MMPG. București.

Curba ρ_a pentru dispozitivul gradient conturează în intervalul staţiilor 370—430 un minim larg, atribuit efectului cumulat al intruziunii banatitice alterate şi corpurilor de minereu situate sub aceasta. Valoarea minimului este de 70 Ωm, faţă de un fond normal de cca 250 Ωm.

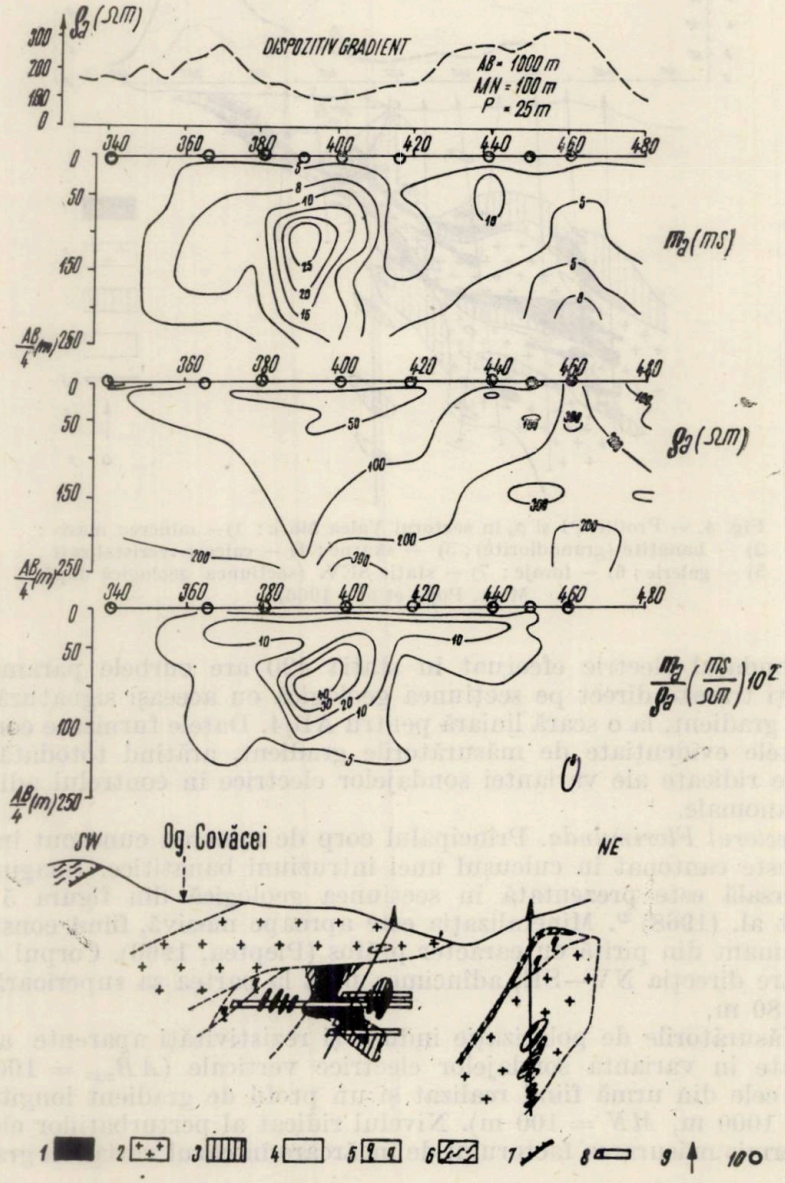


Fig. 5. — Profile şi secţiuni geoelectrice PI şi ρ_a în sectorul Florimunda: 1) — minereu masiv; 2) — banatite (granodiorite); 3) — skarne; 4) — calcare recristalizate; 5) — cuarţite; 6) — şisturi cristaline (de Locva); 7) — linie de dislocaţie; 8) — galerie; 9) — foraje; 10) — staţie SEV. (secţiunea geologică după M.A. Popa et al., 1968)

Secţiunea factorului de încărcare aparent m_a evidenţiază o anomalie intensă de PI între staţiile 360—415, cu apexul situat în dreptul punctului de observaţie 390, la nivelul $AB/4 = 100$ m. Această anomalie este indubitabil legată de corpurile de minereu cunoscute, cu a căror poziţie se corelează foarte bine. Anomaliei factorului de încărcare îi corespunde în secţiunea rezistivităţii aparente ρ_a un larg domeniu de minim, care se efilează treptat în adîncime. Partea de suprafaţă a acestuia reprezintă în mod evident efectul corpului banatitic alterat ce aflorează, iar tendinţa sa de dezvoltare în adîncime poate fi apreciată ca o influenţă a zonelor conductoare mineralizate. Trebuie menţionate, de asemenea, anomaliile m_a de intensitate mult mai redusă, situate în dreptul staţiilor 460 şi 440. Prima dintre acestea o considerăm ca fiind datorată mineralizaţiilor interceptate de forajul nord-estic din secţiunea geologică în cadrul celei de a doua apofize banatitice. Anomalia a doua ($m_a \simeq 10$ ms) a fost atribuită unei mineralizaţii disperse localizată în roci calcaroase, la adîncimea de 30—50 m.

Secţiunea factorului metalic $\frac{m_a}{\rho_a} \cdot 100$ prezintă în general o distribuţie a izoliniilor asemănătoare cu cea a factorului de încărcare, ceea ce denotă existenţa unor cauze comune la originea anomaliilor conturate. Lipsa unor corespondenţi în această secţiune pentru cele două anomalii minore m_a descrise anterior, în special pentru cea localizată în dreptul staţiei 460, trebuie pusă pe seama variaţiei rezistivităţii, în sensul creşterii ei spre valori caracteristice rocilor carbonatice.

În exemplul prezentat merită să fie subliniată capacitatea rezolutivă crescută a metodei PI la prospectarea mineralizaţiilor ascunse, localizate la adîncimi mari, cu condiţia ca ele să constituie medii intens polarizabile. Aceste condiţii sînt îndeplinite în cazul corpului de minereu de la Florimunda, alcătuit preponderent din grăunţi fini de pirită (suprafaţă activă de polarizare mare) în concentraţie ridicată (pînă la 80%).

Sectorul Ogaşul Băieşului. În acest sector au fost executate măsurători de polarizaţie indusă şi rezistivităţi în varianta sondajelor electrice verticale ($AB_{max} = 500$ m), într-o arie în care la suprafaţă apar calcare cristaline.

Sondajele electrice au fost dispuse de-a lungul a două profile paralele orientate est-vest, cu distanţa dintre ele de 100 m. Pe aceleaşi profile au fost executate măsurători de potenţial natural.

Secţiunile m_a construite pentru ambele profile în figura 6 (*a* şi *b*) evidenţiază un domeniu anomal de intensitate medie ($m_a \simeq 11$ ms), corelat cu o anomalie rezistivimetrică de maxim.

Ţinînd seama de raportul dintre anomaliile factorului de încărcare şi rezistivităţii, precum şi de valorile parametrilor electrici determinaţi pentru diferitele tipuri de roci din regiune, s-a considerat că aceste anomalii ale factorului de încărcare sînt generate fie de o mineralizaţie de sulfuri metalice cu aport de silice localizată în calcare, fie de prezenţa unor skarne mineralizate dispers. Anomalia m_a de pe profilul H se corelează cu o anomalie negativă slabă de potenţial natural (PN $= -35$ mV), care este fragmentată în partea sa centrală ca urmare a influenţei unor roci foarte rezistive, evidenţiate prin valori de peste 1000 Ωm în secţiunea ρ_a. Pe cel de al doilea

profil (F) nu au mai fost înregistrate valori anomale PN, ceea ce a condus la ideea unei creşteri a adîncimii de situare a mineralizaţiei.

Forajele executate pentru verificarea acestor anomalii au interceptat o mineralizaţie de pirită şi melnicovit în calcare cristaline brecifiate, pe profilul H la adîncimea de 29 m, iar pe profilul F la o adîncime de cca 60 m. O carotă recoltată din forajul de pe profilul H a dat valoarea de 60,5 ms pentru factorul de încărcare.

În figura 6 (c) sînt prezentate coloana litologică a forajului executat pe profilul F şi valorile factorului de încărcare măsurate pe carote prele-

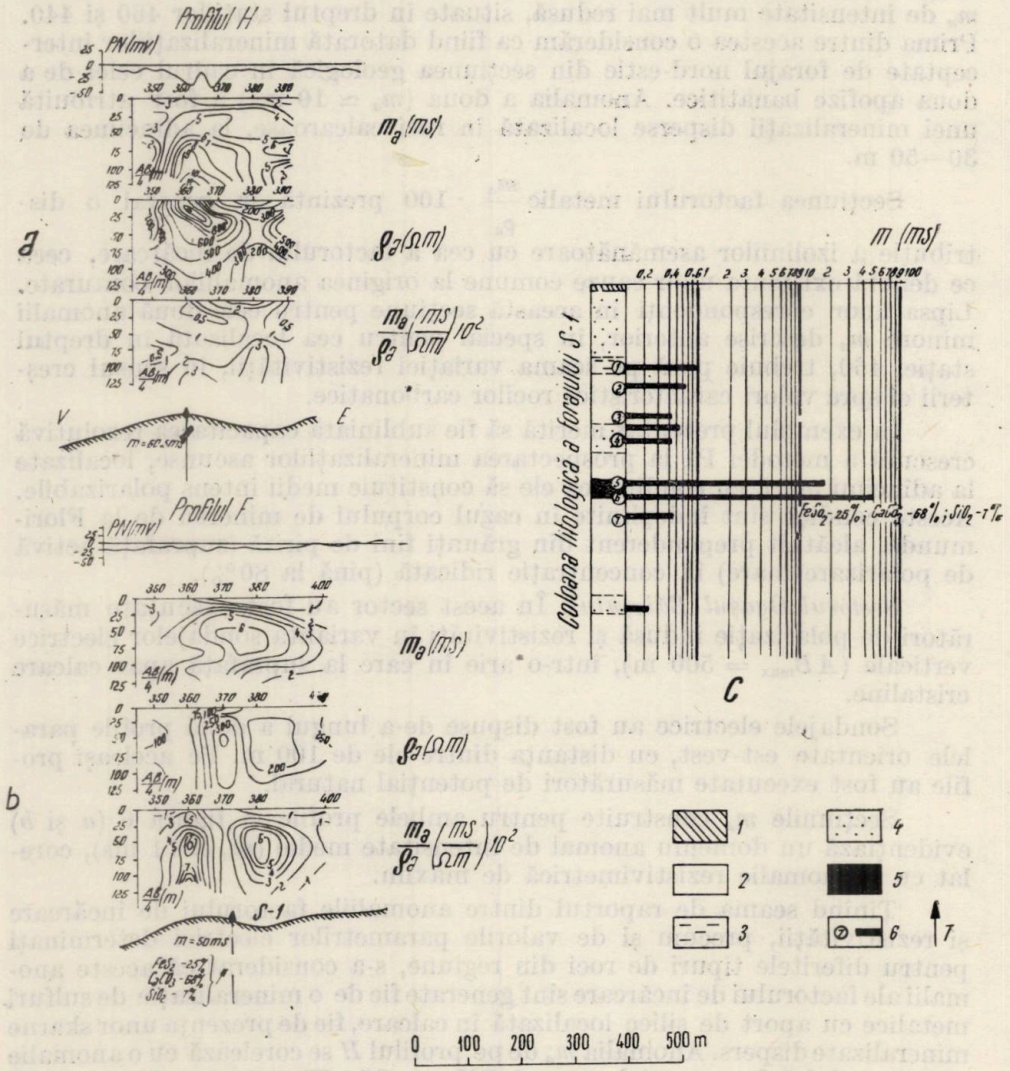


Fig. 6. — Profile PN şi secţiuni geoelectrice PI şi ρ_a în sectorul Ogaşul Băieşului: 1) — sol; 2) — calcare recristalizate; 3) — calcare silicifiate; 4) — limonitizări; 5) — corp mineralizat (calcare cristaline, brecifiate, cimentate cu pirită şi melnicovit); 6) — determinări ale factorului de încărcare pe carote; 7) — foraje.

vate de la diferite adîncimi. Se observă că factorul de încărcare pentru rocile nemineralizate are valori sub 1 ms, iar în zona mineralizată, intersectată între metrii 58,25 și 62,68 acestea ajung pînă la 50 ms.

Deși mineralizația identificată nu prezintă interes economic, rezultatele obținute pe aceste profile atestă sensibilitatea deosebită a metodei polarizației induse în rezolvarea unor probleme de prospecțiune minieră de tipul arătat și, în același timp, utilitatea folosirii datelor de PN și ρ_a în procesul interpretării anomaliilor m_a. Se remarcă totodată că în cazul în care anomaliile de polarizație indusă se corelează cu maxime de rezistivitate, rezultatele furnizate de factorul metalic devin neconcludente.

Sectorul Stînăpari. Mineralizația cunoscută în sectorul Stînăpari este cantonată, în principal, în skarnele cu granați situate la contactul cu intruziunile banatitice (granodiorite). Sînt semnalate, de asemenea, mineralizații disperse în masa rocilor eruptive și calcarelor.

Deasupra mineralizației s-au executat măsurători de PI și rezistivități în varianta SEV ($AB_{max} = 2000$ m) și măsurători de PN. Rezultatele obținute, corelate cu secțiunea geologică (după Slabu și Murar, 1966) [3] sînt prezentate în figura 7.

Secțiunea pe care este reprezentat factorul de încărcare conturează între stațiile 240 și 340 un domeniu larg de maxim, în cadrul căruia se individualizează două anomalii. Prima anomalie ($m_a \simeq 8$ ms), dezvoltată între stațiile 240 și 300 și între $AB/4 = 50$ m și $AB/4 = 200$ m, reprezintă efectul unor calcare mineralizate dispers cu sulfuri metalice. Cea de a doua anomalie ($m_a \simeq 11$ ms), delimitată la partea superioară de stațiile 300 și 340, cu o extindere în adîncime mult mai mare ($AB/4 = 500$ m) este generată, în principal, de skarnele intens mineralizate cu sulfuri metalice din coperișul corpului banatitic, la care se adaugă mineralizația diseminată din interiorul acestuia. Se observă că anomalia este deplasată spre vest, în sensul de cădere al mineralizației, ceea ce corespunde rezultatelor obținute în cazul modelării de laborator. Mineralizațiile din culcușul intruziunii banatitice, cu adîncimi de situare pînă la 200 m, sînt marcate, de asemenea, printr-o anomalie de maxim a factorului de încărcare ($m_a \leqslant 7$ ms).

În secțiunea ρ_a, complexul de roci eruptive alterate și mineralizate se manifestă printr-o anomalie de minim ($\rho_a < 200$ Ωm) în raport cu calcarele adiacente ($\rho_a > 200$ Ωm). Anomalia este delimitată la suprafață de stațiile 340 și 400, iar forma ei reflectă dezvoltarea intruziunii banatitice în adîncime.

O imagine interesantă este prezentată și de către secțiunea factorului metalic, care prin domenii de maxim localizează destul de clar zonele mineralizate. Trebuie menționat că atît pe secțiunea m_a, cît și pe cea a factorului metalic, prezența principalei mineralizații din culcușul corpului banatitic nu apare explicit datorită adîncimii sale mari (peste 200 m) de situare.

Curba potențialului natural nu prezintă valori anomale semnificative deoarece mineralizațiile au adîncimi de situare mari și se prezintă

[3] I. Slabu, T. Murar. Asupra lucrărilor de prospecțiune și explorare geologică pentru minereuri cuprifere executate în șantierul Sasca Montană. 1966. Arh. MMPG. București.

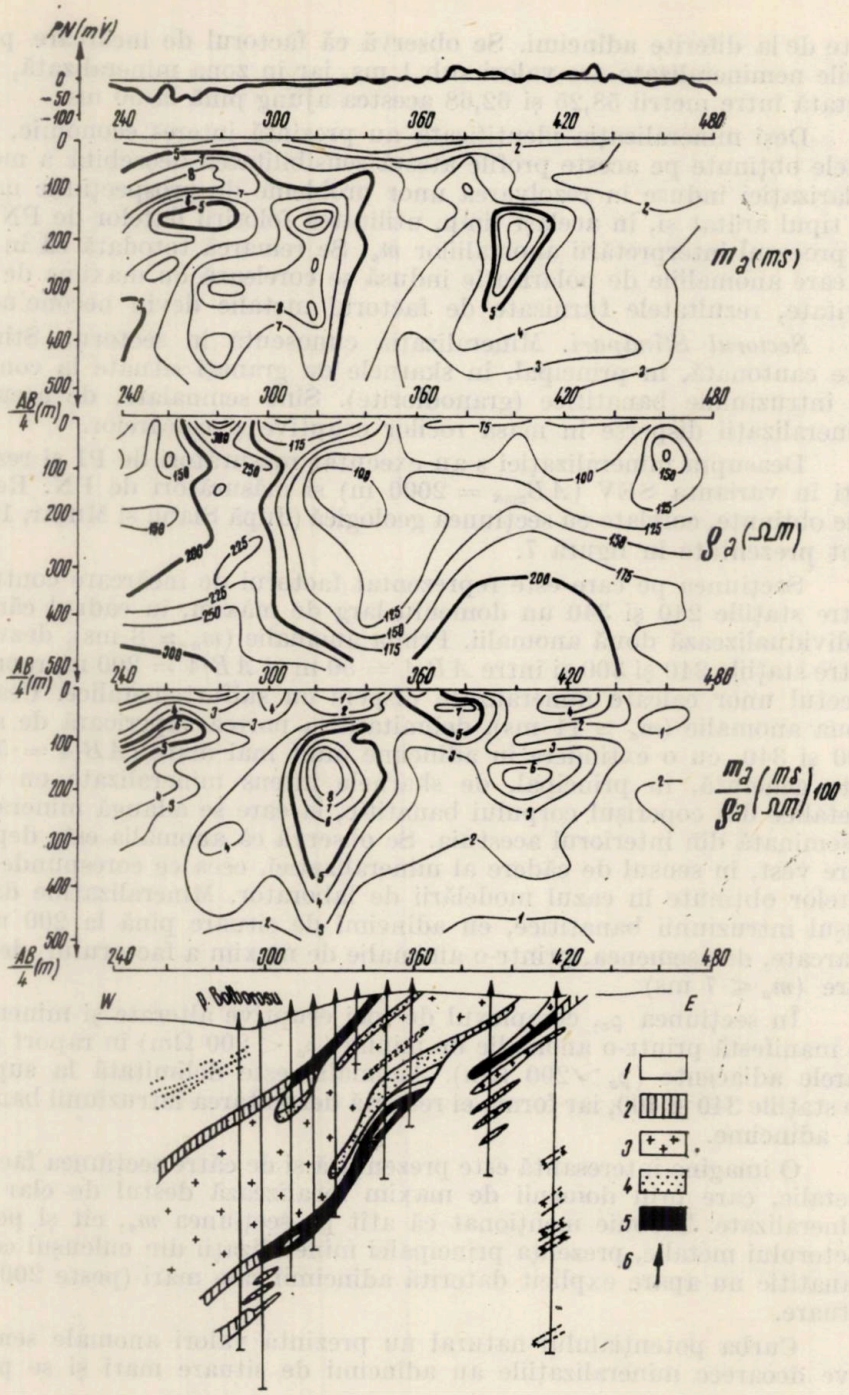


Fig. 7. — Profil PN și secțiuni geoelectrice PI și ρ_a în sectorul Stînăpari : 1) — calcare recristalizate ; 2) — skarne ; 3) — banatite (granodiorite) ; 4) — mineralizații de sulfuri sub formă de impregnații ; 5) — minereu masiv ; 6) — foraje.
(secțiunea geologică după I. Slabu și T. Murar, 1966)

predominant sub forma unor diseminări sau impregnații, grăunții metalici nerealizînd un contact direct și continuu între ei.

Rezultatele cercetărilor geoelectrice realizate în sectorul Stînăpari relevă încă o dată eficiența crescută a metodei polarizației induse la detectarea mineralizațiilor de sulfuri polimetalice.

CONCLUZII

Cercetările geoelectrice executate în regiunea Moldova Nouă—Stînăpari pe profile geologice cu un grad de cunoaștere avansat au demonstrat posibilitatea aplicării eficiente a metodei polarizației induse la prospectarea mineralizațiilor de sulfuri polimetalice asociate magmatismului laramic subsecvent.

Un rol important în procesul interpretării geologice a materialului geoelectric de teren a revenit cunoașterii atît a proprietăților electrice ale rocilor din regiunea investigată, pe baza determinărilor in situ și laborator, cît și a modului lor de reflectare în anomalii, prin efectuarea unor studii pe modele reduse. Analiza acestor proprietăți a scos în evidență faptul că rocile mineralizate din regiune se caracterizează prin valori ridicate ale factorului de încărcare ($m_a \leqslant 68$ ms) în raport cu cele nemineralizate ($m_a < 3$ ms). Banatitele alterate și rocile de contact argilizate fac excepție de la această regulă, prezentînd la rîndul lor valori ale factorului de încărcare de pînă la 20 ms și, ca atare, posibilitatea de a genera anomalii de intensitate ceva mai redusă.

Spre deosebire de factorul de încărcare, rezistivitatea nu constituie un parametru sigur de diferențiere a rocilor mineralizate, în special cînd acestea apar sub formă de diseminări, dar poate oferi informații utile în procesul interpretării la restrîngerea ambiguității privind cauzele unor anomalii de polarizație indusă.

Cercetările de teren prin metoda polarizației induse în variantele sondajului electric vertical și gradientului longitudinal au arătat, de asemenea, că adîncimea de investigație a metodei în condiții geologice favorabile poate să atingă valori de ordinul primelor sute de metri dacă se utilizează dispozitive de emisie adecvate.

În cazul rocilor mineralizate a căror conductibilitate electrică este condiționată în principal de prezența sulfurilor metalice, distribuția factorului metalic poate conduce la obținerea unor informații asupra conținutului lor în asemenea minerale.

Primit la redacție la 25 martie 1975

BIBLIOGRAFIE

1. Pieptea Vasilica, *Considerații mineralogice asupra zăcămintelor de minereu complex de la Moldova Nouă* (sectorul Nord), D.S. Com. Stat Geol., LIII/3, București (1966).
2. Răileanu, Gr., Năstăseanu, S., Dincă, A., *Geologia regiunii cuprinsă între v. Nerei și Dunăre*, St. cerc. geol., Acad. R.P.R., *IV*, București (1961).
3. Seigel, O. H, *Theory for induced polarization effects (for step function excitation)*. Overvoltage Research and Geophysical Application, Pergamon Press, London (1969).
4. Seigel, O. H, *Three recent Irish discovery case histories using pulse-type induced polarisation*. Mining Geophysics, The Society of Exploration Geophysicists, I. Tulsa, Oklahoma (1966).

GEOELECTRIC RESEARCHES FOR SULPHIDEPOLIMETAL MINERALIZATIONS IN THE MOLDOVA NOUĂ—STÎNĂPARI REGION

(ABSTRACT)

Some examples concerning IP, resistivity and SP methods applied for the identification and location of sulphide ores associated with Laramian magmatic manifestations in the Moldova Nouă—Stînăpari region (Southern Banat) are given.

Both field and laboratory investigations have proved the capacity exhibited by IP method to detect these ore bodies; its investigation depth, in the favourable geological conditions reaches hundreds of meters.

Although the application of the resistivity and SP methods does not always permit the separation of the mineralized rocks — especially when they are disseminated and deep-seated — it provides useful information concerning the nature of the IP anomalous zones.

PRELUCRAREA STATISTICĂ LA CALCULATOR A DATELOR GEOFIZICE ȘI GEOCHIMICE, ÎN VEDEREA AMELIORĂRII RAPORTULUI SEMNAL UTIL/ZGOMOT

DE

CR. MIHAIL

Întreprinderea geologică de prospecțiuni pentru substanțe minerale solide. București, str. Caransebeș, nr. 1, sector 8

La conturarea și stabilirea direcției anomaliilor geofizice și geochimice există dificultăți, în condițiile prezenței unui fond perturbat al valorilor măsurate pe teren. Aceste perturbații nu au nici o legătură cu necesitatea ameliorării tehnicii sau instrumentelor de măsură, ci se încadrează în categoria valorilor anomale reale, dar neinteresante din punctul de vedere al prospectorului. În cazul unor măsurători geoelectrice, aceste perturbații sînt produse prin influențe de natură electrică ale diferitelor activități de transport, prizări la pămînt ale instalațiilor industriale, fenomene atmosferice etc., denumite generic „zgomot".

În cele ce urmează, se prezintă cazul unor măsurători de rezistivitate (obținute cu procedee gradient median, $AB = 300$ m) din zona Băile Turțului — Tarna Mare, Munții Oaș (fig. 3a), unde variația valorilor fondului (nivelul zgomotului) este mare, în special în sectorul profilelor 1—10, astfel că, în mare măsură, anomaliile utile sînt acoperite, din cauza silicifierilor haotice („zgomot geologic") devenind greu de identificat și imposibil de corelat de la profil la profil, ceea ce nu permite furnizarea de date asupra extinderii filoanelor 52, 1 și 3 cu conținuturi de sulfuri polimetalice în gangă de cuarț — filoane rezistive — puse în evidență prin lucrări miniere ușoare, în partea sudică a zonei.

În vederea îmbunătățirii raportului semnal util/zgomot, cu scopul identificării anomaliilor utile și stabilirii direcției lor de extindere, am apelat la metodele analizei statistice matematice, dintre care am utilizat procedeul recomandat de Bhimasankaram, Tarkhov, Nikitin și Seshagiri Rao (1973), denumindu-l pe scurt „BITANIS".

În cadrul procedeului BITANIS — care va fi analizat, experimentat și utilizat la calculator pe date de rezistivitate — se pleacă (ca, de altfel, în toate metodele de analiză statistică) de la următoarele două ipoteze de bază, care condiționează valabilitatea rezultatului:

1) semnalul util este corelabil între profile succesive, presupunînd existența anomaliei utile pe mai multe profile — cu toate că, de multe ori, nu poate fi decelată ușor, din cauza „zgomotului" — și are, aproximativ, caracteristici constante — extindere și amplitudine comparabile

de la profil la profil — necunoscuta fiind poziția de pe profilul în care poate să apară semnalul util;

2) „zgomotul" este necorelabil între profile, avîndu-se în vedere caracterul său aleator și deci neexistînd nici o legătură între valorile pe care acesta le ia în diversele puncte de pe profil și, cu atît mai mult, între profile.

În cadrul exemplului care va fi analizat, aceste premise sînt asigurate prin următoarele:

— profilele sînt orientate aproximativ perpendicular pe direcția structurii geologice, creîndu-se condițiile pentru obținerea unor caracteristici asemănătoare ale anomaliei utile, pe toate profilele;

— echidistanța între profile este suficient de mică (50 m) pentru ca semnalul util (dacă există) să aibă caracteristici (lățime și amplitudine) comparabile, pe cel puțin cîteva profile învecinate;

— neexistînd o cauză sistematică pentru producerea „zgomotului", acesta este necorelabil, pe direcție, de la profil la profil.

În statistica matematică, în cazul a două serii de date f_k și f_{k+1}, situate pe două profile alăturate k și $k+1$, în punctele (stațiile) x_i, în care $i = 1, 2, 3, \ldots n$ (n fiind numărul de observații de pe fiecare profil), se numește „coeficient de corelație" cantitatea $B_{k,k+1}$, definită prin:

$$B_{k,k+1} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^{n} [f_k(x_i) - \bar{f}_k][f_{k+1}(x_i) - \bar{f}_{k+1}], \qquad (1)$$

unde $\bar{f}_k$ și $\bar{f}_{k+1}$ sînt valorile medii pe profilele k și $k+1$, adică

$$\bar{f}_k = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^{n} f_k(x_i) \qquad (2) \qquad\qquad \bar{f}_{k+1} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^{n} f_{k+1}(x_i). \qquad (3)$$

În cadrul metodei BITANIS, este necesar să se facă corelarea și în poziții decalate ale profilelor succesive (existînd posibile abateri ale filoanelor de la direcția generală) pentru stabilirea valorilor maxime ale „funcțiilor de intercorelație", pe baza cărora se identifică anomalia utilă și direcția după care aceasta se corelează de la profil la profil, avînd în vedere că intercorelația nu se realizează întotdeauna între punctele x_i cu același „i".

În mod practic, operația de intercorelare între două profile succesive constă în calculul funcției de intercorelație, care se obține prin reprezentarea grafică a coeficientului de corelație, calculat pentru fiecare poziție relativă a celor două profile, în raport cu decalajul „L" între aceleași

puncte „i"; coeficientul de corelaţie fiind, deci, funcţia de corelaţie într-un punct (fig. 1).

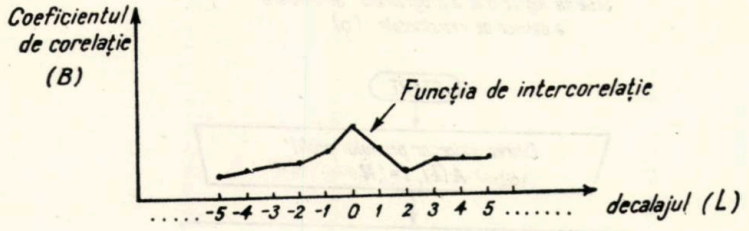


Fig. 1. — Funcţia de intercorelaţie.

Astfel, la corelarea prin deplasarea profilului $k+1$, faţă de profilul k, cu decalajul „L" — care primeşte valorile 0, +1, +2, ... şi 0, —1, —2, ..., depinzînd de situarea staţiilor de măsură de o parte şi cealaltă a punctului central de pe profile — funcţia de intercorelaţie se scrie:

$$B_{k,k+1}(L) = \frac{1}{n-L} \sum_{i=1}^{n-L} [f_k(x_i) - \bar{f}_k][f_{k+1}(x_{i-L}) - \bar{f}_{k+1}], \qquad (4)$$

unde $\bar{f}_k$ şi $\bar{f}_{k+1}$ sînt valorile medii pe profilele k şi $k+1$.

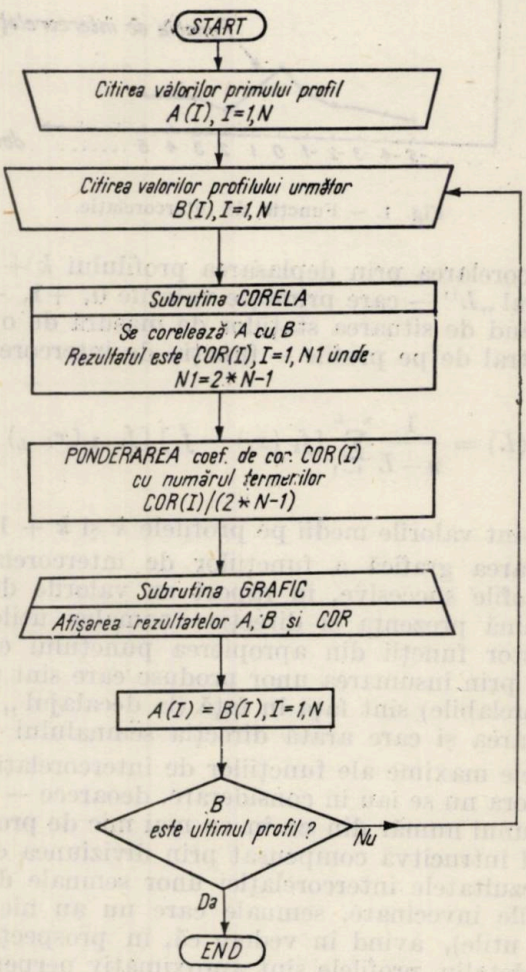
Reprezentarea grafică a funcţiilor de intercorelaţie pentru toate perechile de profile succesive, în raport cu valorile decalajului „L" în abscisă, determină prezenţa şi direcţia anomaliei utile, prin urmărirea maximelor acestor funcţii din apropierea punctului central al fiecărui profil, rezultate prin însumarea unor produse care sînt maxime cînd anomaliile utile (corelabile) sînt faţă în faţă (la decalajul „L" pentru care se realizează corelarea şi care arată direcţia semnalului util).

Eventualele maxime ale funcţiilor de intercorelaţie din părţile marginale ale acestora nu se iau în considerare, deoarece — pe lîngă că provin din însumarea unui număr din ce în ce mai mic de produse (acest aspect nestatistic fiind întrucîtva compensat prin diviziunea cu numărul termenilor) — sînt rezultatele intercorelaţiei unor semnale diametral opuse pe cele două profile învecinate, semnale care nu au nici o şansă de a se corela (de a fi utile), avînd în vedere că, în prospecţiunile geofizice şi geochimice de detaliu, profilele sînt aproximativ perpendiculare pe direcţia generală a formaţiunilor geologice, de care se leagă anomaliile utile. (Admiţînd că nu ar exista o astfel de dispunere a profilelor geofizice sau geochimice, este evident că nu sînt întrunite condiţiile pentru aplicarea procedeelor de prelucrare statistică matematică a înregistrărilor.)

Toate operaţiile de calcul şi reprezentare grafică ale funcţiilor de intercorelaţie, conform relaţiei (4), au fost efectuate la un calculator de tip I.R.I.S. — similar calculatorului românesc Felix—256 — pe baza programului de corelare întocmit în limbaj FORTRAN IV şi experimentat pe datele noastre de rezistivitate din zona Băile Turţului, Tarna Mare (Munţii Oaş).

Dăm, mai jos, schema logică bloc a acestui program de corelare.

Schema logică bloc a programului de corelare a datelor de rezistivitate (9)



În continuare, reluăm desfășurarea programului (instrucțiunile și subrutinele).

PROGRAM DE CORELARE A DATELOR DE REZISTIVITATE

```
1  *     DEFINE FILE *1=1,*2=3
2        DIMENSION A(500),B(500),COR(500)
3        N=41
4        READ(1,1)(A(I),I=1,N)
```

```
5       1 FORMAT(20F4,0)
6       5 READ(1,1)(B(I),I=1,N)
7         N1=2*N-1
8         CALL CORELA(A,N,B,N,COR,N1,1)
9         DO 10 I=1,N1
10        IF(I,GT,N) GO TO 7
11        COR(I)=COR(I)/I
12        GO TO 10
13      7 COR(I)=COR(I)/(2,*N-I)
14     10 CONTINUE
15        WRITE(3,3)(A(I),I=1,N)
16      3 FORMAT(//15X,'VALORILE MĂSURATE'//(1X,10F8,2))
17        WRITE(3,2)(B(I),I=1,N)
18      2 FORMAT(//(1X,1P10E10,2))
19        WRITE(3,4)(COR(I),I=1,N1)
20      4 FORMAT(//15X,'VALORILE CORELAȚIEI'//(1X,10F8,2))
21        CALL GRAFIC(N,A,1,B,1)
22        CALL GRAFIC(N1,COR,1,COR,1)
23        DO 9 I=1,N
24      9 A(I)=B(I)
25        GO TO 5
26        END

1         SUBROUTINE CORELA(A,LA,B,LB,COR,LCOR,L)
2         DIMENSION A(LA),B(LB),COR(LCOR)
3         DO 1 I=1,LCOR
4       1 COR(I)=0
5         L1=LCOR+LB
6         L2=MINO(L1,LA)
7         IF(L,NE,O) GO TO 3
8         DO 2 J=1,LB
9         DO 2 I=J,L2
10        K=I-J+1
11      2 COR(K)=COR(K)+A(I)*B(J)
12        GO TO 5
13      3 DO 4 J=1,LB
14        DO 4 I=1,L2
15        K=I-J+LB
16      4 COR(K) =COR(K)+A(I)*B(J)
17      5 CONTINUE
18        RETURN
19        END

1         SUBROUTINE GRAFIC(NR,VAL1,NR1,VAL2,NR2)
2         DIMENSION VAL1(500),VAL2(500),LINIE(120)
3         REAL LINIE
4         DATA BLANC/'  '/,PUNCT/'....'/,SEMN/'...'/ /'****'/
5         S1=1.
6         S2=1.
7         V1=0
```

```
      V2=0
      DO 5 J=1,NR
      J1=J+NR1-1
      IF(NR1,GT,O) GO TO 16
      J1=J+NR1
   16 CONTINUE
      IF(J1)11,11,12
   11 V1=0
      GO TO 15
   12 V1=AMAX1(V1,ABS(VAL1(J1)))
   15 CONTINUE
      J2=J+NR2-1
      IF(NR2,GT,O) GO TO 17
      J2=J+NR2
   17 CONTINUE
      IF(J2)13,13,14
   13 V2=0
      GO TO 5
   14 V2=AMAX1(V2,ABS(VAL2(J2)))
    5 CONTINUE
      V1=V1*S1
      V2=V2*S2
      WRITE(3,10)V1,V1,V2,V2
   10 FORMAT(1H1,'*-',1PE8,2,40X,1PE8,2,'*-','*',1PE8,2,40X,
     1PE8,2,'-*')
      DO 1 J=1,120
    1 LINIE(J)=PUNCT
      WRITE(3,2) LINIE
    2 FORMAT(1HO,12O A1)
      DO 3 J=1,120
    3 LINIE(J)=BLANC
      LINIE(30)=PUNCT
      LINIE(90)=PUNCT
      DO 6 JI=1,NR
      J1=JI+NR1-1
      IF(NR1,GT,O) GO TO 18
      J1=JI+NR1
   18 CONTINUE
      IF(J1)21,21,22
   21 I1=30
      LINIE(I1)=PUNCT
      GO TO 23
   22 I1=(VAL1(J1)/V1+1,)*29,5+1,2
      LINIE(I1)=SEMN
   23 CONTINUE
      J2=JI+NR2-1
      IF(NR2,GT,O) GO TO 19
      J2=JI+NR2
   19 CONTINUE
      IF(J2)31,31,32
```

```
58      31 I2=90
59         LINIE(I2)=PUNCT
60         GO TO 33
61      32 I2=(VAL2(J2)/V2+
           3,)*29,5+2,2
62         LINIE(I2)=SEMN
63      33 CONTINUE
64         WRITE(3,4)LINIE
65       4 FORMAT(1H , 120 A1)
66         LINIE(I1)=BLANC
67         LINIE(I2)=BLANC
68         LINIE(30)=PUNCT
69         LINIE(60)=PUNCT
70         LINIE(90)=PUNCT
71       6 CONTINUE
72         RETURN
73         END
```

Prin rularea programului de corelare se obţin pe imprimantă valorile numerice ale rezistivităţilor de pe profilele care se intercorelează şi cele ale funcţiei de intercorelaţie respectivă, urmate de reprezentările grafice ale acestor două categorii de valori numerice.

Maximele funcţiilor de intercorelaţie — reluate de pe imprimantă în figura 2a — sînt efectul, deci, al existenţei unor anomalii corelabile, pe profilele implicate în operaţia de corelare, iar monotonia diagramelor funcţiilor de intercorelaţie atestă lipsa unei astfel de anomalii.

Pe lîngă calculul funcţiilor de intercorelaţie conform procedeului BITANIS, a fost efectuat calculul funcţiilor de intercorelaţie „neponderate" cu numărul termenilor, conform relaţiei :

$$B_{k,k+1}(L) = \sum_{i=1}^{n-L} [f_k(x_i) - \bar{f}_k][f_{k+1}(x_{i-L}) - \bar{f}_k] \qquad (5)$$

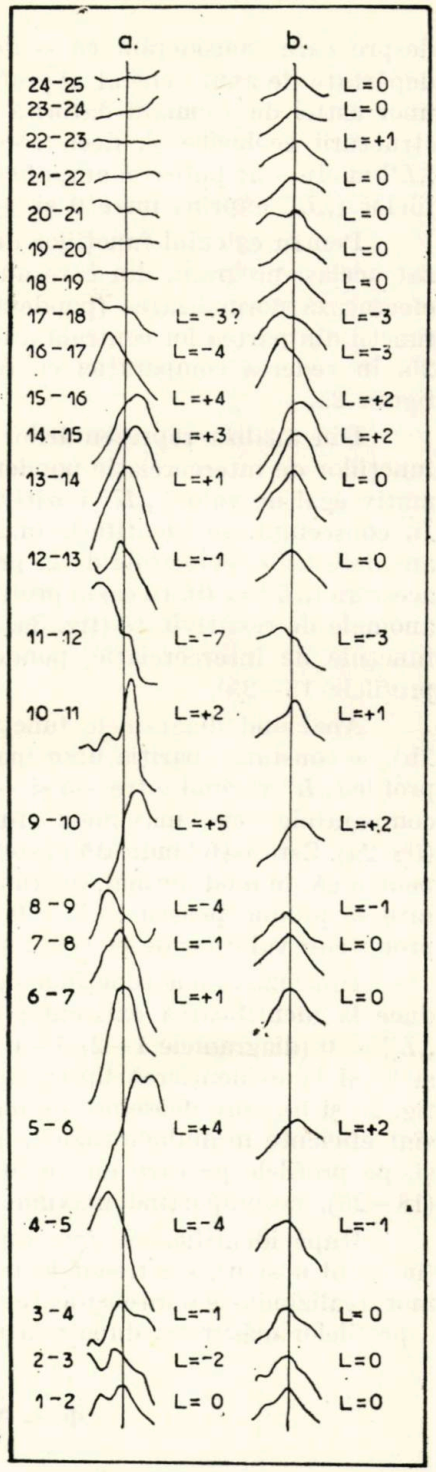


Fig. 2. — Funcţiile de intercorelaţie ponderate (a) şi neponderate (b), calculate pe baza programului de corelare, pentru perechile de profile succesive, din zona Băile Turţului (Munţii Oaş). Maximele funcţiilor de intercorelaţie se urmăresc, în majoritate în jurul decalajului „L" = 0.

despre care considerăm că — dezavantajînd corelarea anomaliilor utile depărtate de axul central al profilelor (a fost admisă, dealtfel, absența unor astfel de anomalii datorită perpendicularității profilelor pe direcția structurii geologice și, deci, corelarea semnalelor utile pentru decalaje „L" mici) — ar putea să amplifice efectul statistic în zona centrală a profilelor („L" cuprins între 0 și $\pm$ 5).

Pentru calculul funcțiilor de intercorelație neponderate a fost utilizat același program, din care au fost excluse instrucțiunile 9—14, care efectuează normalizarea (ponderarea). Reprezentarea maximelor acestor funcții din partea lor centrală a fost reluată, de pe imprimantă, în figura 2b, în vederea comparației cu funcțiile de intercorelație ponderate din figura 2a.

Din analiza reprezentărilor din figura 2, se observă că maximele funcțiilor de intercorelație ponderate se găsesc, pentru un număr aproximativ egal de valori „L" pozitive și negative, în jurul valorii „L" = 0. În consecință, se identifică, în sectorul Băile Turțului, existența unor anomalii utile, corelabile de la profil la profil, pe direcția perpendiculară acestora („L" = 0). În cazul profilelor pe care nu au fost înregistrate valori anomale de rezistivitate (fig. 3a, profilele 18—25), în mod corespunzător funcțiile de intercorelație ponderate nu comportă maxime (fig. 2a, profilele 18—25).

Analizînd diagramele funcțiilor de intercorelație neponderate (fig. 2b), se constată apariția unor maxime pentru alte poziții relative între profile („L" variind între —3 și +2) decît poziția lor față în față („L"=0), comparabile cu maximele funcțiilor de intercorelație ponderate (fig. 2a). Este astfel indicată prezența unei anomalii utile, care se corelează; pentru că, în mod normal, maximele funcțiilor de intercorelație neponderate se produc pentru „L" = 0, cînd este însumat numărul maxim al produselor valorilor de pe cele 2 profile aflate față în față.

Însă, maximele funcțiilor de intercorelație neponderate nu pot conduce la identificarea existenței unei anomalii care se corelează pentru „L" = 0 (diagramele 1—2, 3—4, 6—7, 7—8, 12—13 și 13—14; fig. 2a și b) și la evidențierea lipsei anomaliilor corelabile (diagramele 18—25, fig. 2a și b), spre deosebire de maximele funcțiilor de intercorelație, care sînt eficiente în ambele cazuri, indicînd semnalele utile pentru „L" = 0 și, pe profilele pe care nu au fost înregistrate valori anomale pe teren (18—25), necomportînd maxime.

După identificarea unor anomalii utile, corelabile pentru „L" = 0 (în cazul nostru), s-a trecut la îmbunătățirea raportului semnal util/zgomot, realizîndu-se o intensificare a anomaliei utile prin însumarea orientată a profilelor măsurate, după relația (Nikitin și Tarkhov, 1970):

$$\Phi_i = \sum_{k=1}^{N} f_k \left(x_{i+(k-1)L}\right) \qquad (6)$$

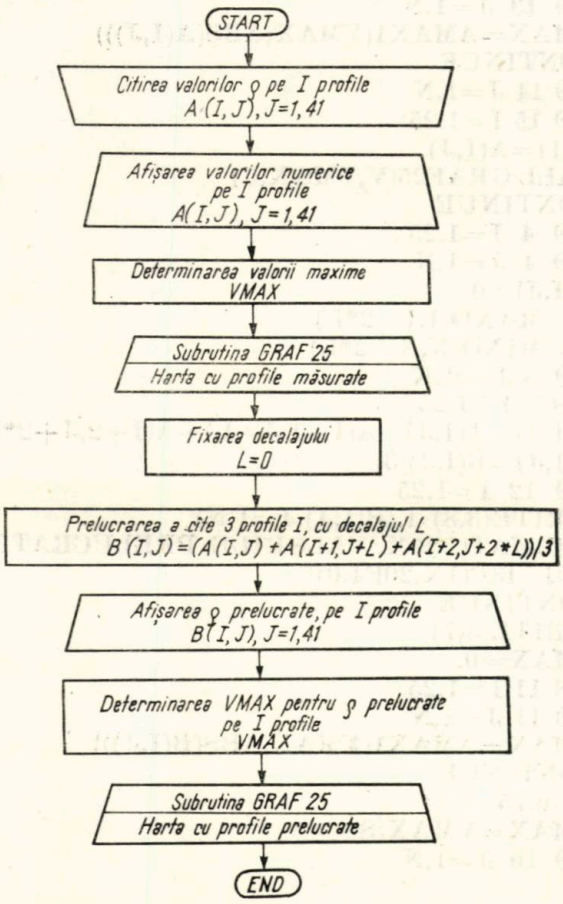
în limitele a N profile. În cazul $N = 3$ și „L” $= +1$, relația (6) se transcrie în următoarea schemă de calcul:

Profil/stație	1	2	3	...	n-2	n-1	n
I	$f_1(x_1)$	$f_1(x_2)$	$f_1(x_3)$	...	$f_1(x_{n-2})$	$f_1(x_{n-1})$	$f_1(x_n)$
II	$f_2(x_1)$	$f_2(x_2)$	$f_2(x_3)$	...	$f_2(x_{n-2})$	$f_2(x_{n-1})$	$f_2(x_n)$
III	$f_3(x_1)$	$f_3(x_2)$	$f_3(x_3)$	...	$f_3(x_{n-2})$	$f_3(x_{n-1})$	$f_3(x_n)$

Săgeţile din tablou indică direcţiile de însumare, conform decalajului „L” $= +1$. Datele însumate sînt normalizate prin numărul profilelor N implicate şi se atribue profilului N median. În cazul nostru, s-a luat $N = 3$ şi „L” $= 0$ (în conformitate cu analiza maximelor funcţiilor de intercorelaţie).

Pentru efectuarea acestor operaţii de îmbunătăţire a raportului anomalie utilă/fond perturbat, a fost întocmit un al doilea program, în limbaj FORTRAN IV, a cărui schemă logică bloc este prezentată în continuare.

Schema logică bloc a programului de prelucrare statistică a măsurătorilor geofizice pentru îmbunătăţirea raportului semnal util/zgomot.



Dăm, în continuare, desfășurarea programului.

```
1     * DEFINE FILE *1=1,*2=3
2     C    PROGRAM DE PRELUCRARE A PROFILELOR DE
           REZISTIVITATE
3          DIMENSION A(25,41),B(25,41),V(25)
4          L=0
5          N=41
6          DO 2 I=1,25
7          READ(1,1)(A(I,J),J=1,N)
8        1 FORMAT(20F4.0)
9        2 CONTINUE
10         DO 5 I=1,25
11       5 WRITE (3,6) I,(A(I,J),J=1,N)
12       6 FORMAT(//10X,'VALORILE DE REZISTIVITATE PE
13        PROFILUL',I3//(1X,20F41.0)
14         WRITE(3,7)
15       7 FORMAT(////)
16         VMAX=0.
17         DO 13 I=1,25
18         DO 13 J=1,N
19         VMAX=AMAX1(VMAX,ABS(A(I,J)))
20      13 CONTINUE
21         DO 14 J=1,N
22         DO 15 I=1,25
23      15 V(I)=A(I,J)
24         CALL GRAF25(V,VMAX,J)
25      14 CONTINUE
26         DO 4 I=1,25
27         DO 4 J=1,N
28       4 B(I,J)=0.
29         M=MAXO(1,1-2*L)
30         K=MINO(N,N-2*L)
31         DO 3 J=M,K
32         DO 3 I=1,23
33         B(I,J)=A(I,J)+A(I+1,J+L)+A(I+2,J+2*L)
34       3 B(I,J)=B(I,J)/3.
35         DO 12 I=1,25
36         WRITE(3,8) I,(B(I,J),J=1,N)
37       8 FORMAT(//10X,'VALORILE PRELUCRATE PE PROFI-
           LUL',I3//(1X,20F4.0))
38      12 CONTINUE
39         WRITE(3,7)
40         VMAX=0.
41         DO 11 I=1,25
42         DO 11 J=1,N
43         VMAX=AMAX1(VMAX,ABS(B(I,J)))
44      11 CONTINUE
45         S=0,75
46         VMAX=VMAX/S
47         DO 10 J=1,N
```

```
48          DO 9 I=1,25
49        9 V(I)=B(I,J)
50          CALL GRAF25(V,VMAX,J)
51       10 CONTINUE
52          END

 1          SUBROUTINE GRAF25(V,VMAX,I)
 2 C        AMPLITUDINEA MAXIMA=20
 3          DIMENSION V(25),LINIE(120),SEMN(3)
 4          REAL LINIE
 5          DATA BLANC/'    '/,PUNCT/'....'/,SEMN(1)/'****'/,
            SEMN(2)/'++++'/
 6        1 SEMN(3)/'===='/
 7          IF(I.NE.1) GO TO 10
 8          DO 1 J=1,120
 9        1 LINIE(J)=PUNCT
10          WRITE(3,2)LINIE
11        2 FORMAT(1H ,120A1)
12       10 DO 3 J=1,120
13        3 LINIE(J)=BLANC
14          IF (FLOAT(I)/10.-FLOAT(I/10)) 7,8,7
15        8 CONTINUE
16          DO 4 J=1,25
17          J1=4*(J-1)+2
18        4 LINIE(J1)=PUNCT
19        7 CONTINUE
20          DO 5 J=1,25
21          I1=V(J)/VMAX*20.+4.*(J-1)+2.
22          J1=(FLOAT(J)/3.-FLOAT(J/3)) - 3,1+1,
23        5 LINIE(I1)=SEMN(J1)
24          WRITE(3,6) LINIE
25        6 FORMAT(1H ,120A1)
26          RETURN
27          END
```

Valorile prelucrate statistic sînt afişate pe imprimantă, atît numeric cît şi grafic, alături de valorile măsurate, reprezentate de asemenea numeric şi grafic (prin intermediul subrutinei GRAF 25), ceea ce permite o comparaţie imediată a celor două categorii de date, deci aprecierea rezultatului calculului şi, implicit, identificarea,separarea şi stabilirea direcţiilor anomaliilor utile.

În cazul experimentat, prin analiza comparată a reprezentărilor grafice, reluate de pe imprimanta calculatorului în figura 3, se observă că, în harta cu profilele măsurate (fig. 3a), în special în zona profilelor 1—10, a fost dificilă identificarea anomaliilor utile din partea estică şi, mai ales, stabilirea existenţei şi direcţiilor mai multor anomalii utile (separarea), în cadrul maximelor de rezistivitate din partea vestică. Spre deosebire de această situaţie, se remarcă că, în harta profilelor cu valorile prelucrate statistic (fig. 3b) s-au putut identifica, în zona sud-estică a profilelor 1—10, anomaliile C şi C', care corespund filonului nr. 3 şi extin-

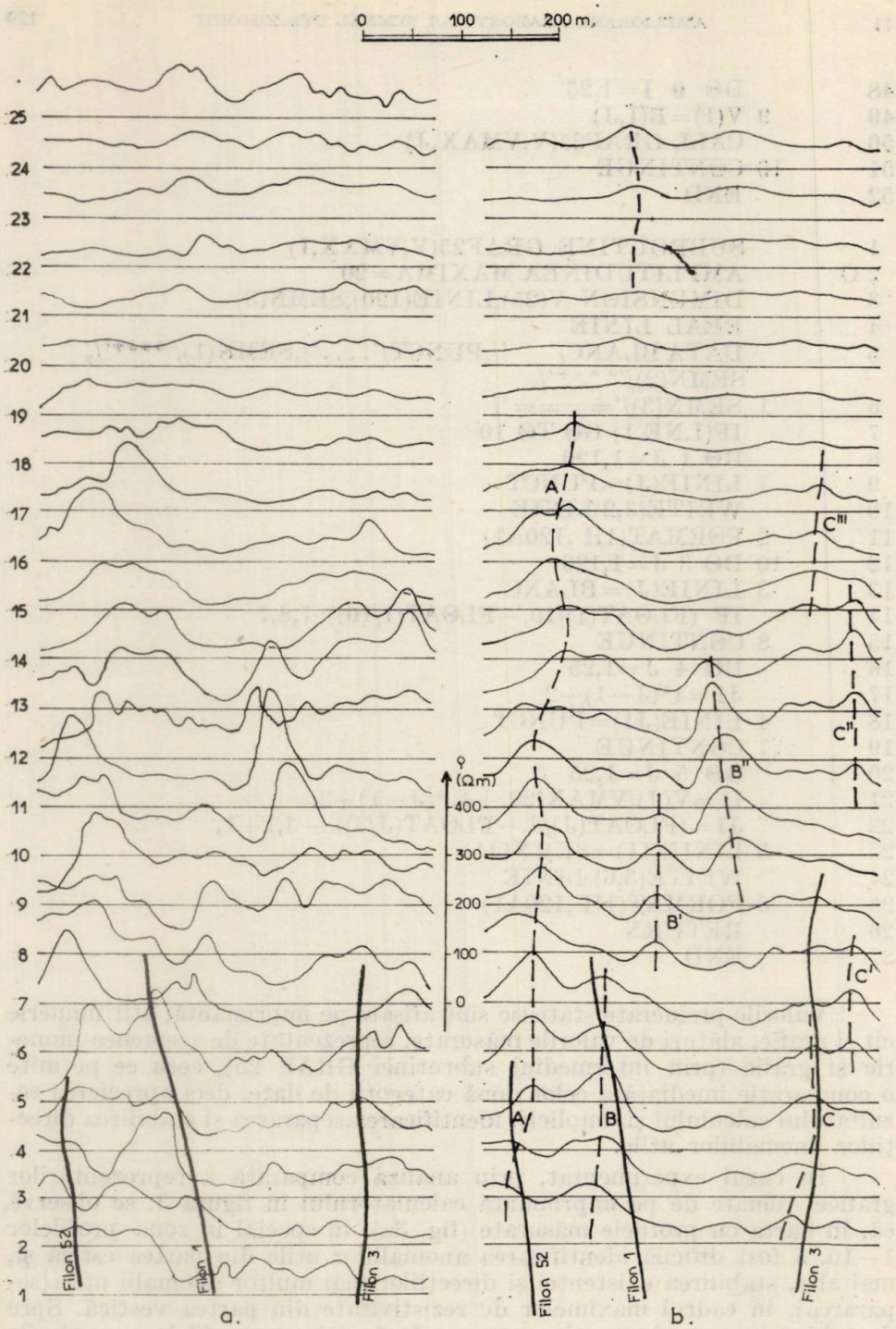


Fig. 3. — Reprezentarea profilelor de rezistivităţi în zona Băile Turţului (Munţii Oaş). Scara 1 : 5.000. a) Valorile măsurate b) Valorile însumate statistic pe baza programului de prelucrare. Valorile prelucrate permit identificarea, separarea şi stabilirea direcţiilor anomaliilor utile de rezistivitate, în special în sectorul profilelor 1—10, spre deosebire de valorile măsurate.

derii sale necunoscută din lucrările miniere; s-a reușit separarea, în partea sud-vestică a aceloraşi profile, a anomaliilor A şi $B - B'$, evidenţiindu-se extinderea (de asemenea, neinterceptată iniţial) spre NE a filoanelor 52 şi, respectiv, 1 (după unele efilări sau decroşări) şi s-au putut contura mai clar anomaliile A', B'' şi $C'' - C'''$, ceea ce a permis, de asemenea, punerea în evidenţă a extinderii filoanelor 52, 1 şi 3, spre NE.

Corespondenţa maximelor de rezistivitate conturate prin prelucrarea statistică cu filoanele de mineralizaţii polimetalice în gangă de cuarţ şi aureolă de silicifieri din zona Băile Turţului (Tarna Mare) a fost confirmată prin lucrări miniere uşoare şi foraje.

CONCLUZII

Analizarea şi experimentarea procedeului statistic BITANIS (Bhimasankaram, Tarkhov, Nikitin şi Seshagiri Rao, 1973) pe măsurătorile de rezistivitate din sectorul Băile Turţului (Tarna Mare, Munţii Oaş) efectuate prin intermediul programelor de prelucrare la calculator a datelor, elaborate în acest scop, au condus la confirmarea posibilităţilor acestui procedeu în îmbunătăţirea raportului anomalie utilă/fond perturbat, în lucrările de prospecţiuni geofizice şi geochimice al căror grad de detaliu asigură condiţiile necesare unei prelucrări statistice matematice.

Recomandînd utilizarea curentă în producţie a procedeului „BITANIS", la ameliorarea raportului semnal util/zgomot, prezentăm programele, în limbaj FORTRAN IV, pentru prelucrarea automată a măsurătorilor de teren, prin acest procedeu.

Întocmită în cadrul celui de al doilea program principal, subrutina GRAF 25 este utilizabilă pentru afişarea grafică, automată şi simultană, a valorilor oricărei reţele cu 25 profile geofizice sau geochimice, ceea ce facilitează elaborarea obişnuitelor hărţi cu profile ale echipelor de teren. În mod similar, subrutina GRAFIC din primul program principal este aplicabilă la reprezentarea grafică, automată şi simultană, a seturilor de cîte 2 diagrame cu orice fel de date geofizice sau geochimice, necesară diverselor comparaţii de valori măsurate sau calculate.

Programele principale, care au fost experimentate pe date geoelectrice de rezistivitate, sînt perfect valabile şi pentru prelucrarea statistică a valorilor măsurate de polarizaţie naturală (PS), polarizaţie indusă, electromagnetice, magnetometrice, radiometrice, gravimetrice şi geochimice, în scopul îmbunătăţirii raportului semnal util/zgomot, necesară identificării, separării şi stabilirii direcţiilor anomaliilor generate de surse (acumulări de substanţe minerale utile) mai puţin intense sau mai profunde, în condiţiile existenţei unor perturbaţii mari în fondul valorilor măsurate.

În acest sens, prezentul studiu a contribuit la decelarea şi evidenţierea extinderii unor importante filoane cu conţinuturi de sulfuri polimetalice în gangă de cuarţ, în zona Băile Turţului — Tarna Mare (Munţii Oaş).

Primit la redacţie la 17 octombrie 1975

BIBLIOGRAFIE

1. Bhimasankaram V. L. S., Tarkhov A. G. Nikitin A. A. and Seshagiri Rao S.V. (1973) *Interprofile correlation and self setting filtration methods of analysis of geophysical data.* Geoph. Prosp., **XXI**, *3*, Hague.
2. Dimo P. (1971) *Programarea în FORTRAN.* Edit. did. și pedag., București.
3. Dreyfus M. (1967) Fortran IV. Edit. Dunod, Paris.
4. Mihail Cr. și Nicolau S. (1970) *Cercetări electrometrice în regiunea Tarna-Mare (Munții Oaș).* I.G.G., Stud. tehn. econ., ser. Geof. D, nr. 7, București.
5. Nikitin A. A. și Tarkhov A. G. (1970) *Metodele statistice de extragere a informațiilor în prelucrarea datelor geofizice.* Gheof. sbornik. Akad. Nauc. Ucraina, *35*, Kiev.

FORTRAN IV PROGRAMS FOR APPLICATION OF A STATISTICAL METHOD FOR THE DETECTION OF WEAK GEOPHYSICAL ANOMALIES AGAINST A NOISY BACKGROUND

(ABSTRACT)

Application of statistical methods of analysis of geophysical data is helpful for detection of weak anomalies against a noisy background.

The author presents same FORTRAN IV programs for profile intercorrelation and statistical summation of geophysical measurements.

These programs, for the application of the "BITANIS" (Bhimasankaram, Tarkhov, Nikitin and Seshagiri Rao, 1973) method, were used for the detection and the determination of the strike of the resistivity anomalies in Băile Turțului area (Tarna Mare, Munții Oaș).

This test shows the validity of these programs and the advantage of the practical procedures of statistical methods for the determination of the geophysical anomalies against a noisy background (fig. 3a including the measured values in comparison with fig. 3b including the analysed values).

ANALIZA ELEMENTELOR DIN PROBE GEOLOGICE PRIN SPECTROMETRIA RADIAȚIILOR X DE FLUORESCENȚĂ, UTILIZÎND DETECTOARE CU Si(Li)

DE

LIVIU-FLORIAN POP *, RADU ȘERBAN CONSTANTINESCU **

INTRODUCERE

Metoda de analiză prin spectrometria energetică a radiațiilor X de fluorescență a cunoscut o importantă dezvoltare în ultimii ani, odată cu construirea unor sisteme de detecție capabile să separe și să măsoare radiațiile X caracteristice de energii specifice elementelor din probele analizate [1, 2, 3].

Pentru producerea radiațiilor X de fluorescență se folosesc surse radioizotopice [4, 5, 6].

Problema determinării cantitative constă în stabilirea proporționalității între intensitatea liniei spectrale și concentrația elementului de analizat „e" în diferite matrici :

$$I_{eM} = f\,(C_{eM},\, I_{ee},\, M)$$

unde :

I_{eM} — intensitatea măsurată a liniei spectrale a elementului „e" în matricea M,

C_{eM} — concentrația elementului „e",

I_{ee} — intensitatea liniei spectrale a elementului „e" pur,

M — efectul matricei asupra intensității radiației X de fluorescență a elementului „e".

Lucrarea prezintă rezultate obținute pe probe geologice complexe cu combinații de elemente a căror analiză este dificilă prin metode clasice.

REZULTATE

Schema bloc a lanțului spectrometric de analiză (fig. 1), cuprinde sursa radioizotopică (S), detectorul cu cristal semiconductor Si(Li), preamplificator, amplificator, analizor multicanal și imprimantă.

* — *Institutul de geologie și geofizică, str. Caransebeș nr. 1, București*;

** — *Întreprinderea metalelor rare, str. Dionisie Lupu nr. 68, București.*

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., GEOFIZICĂ, T. 14, NR. 1, P. 133–140, BUCUREȘTI, 1976

Sursele radioizotopice utilizate au fost :

— Cd^{109} (energie 22,162 KeV şi 24,942 KeV) de activitate 5 mCi, pentru determinările de elemente cu număr atomic cuprins între $Z = 37$(Rb) şi $Z = 42$ (Mo).

— Am^{241} (energie 59,6 KeV) de activitate 10 mCi pentru elementele din grupa lantanidelor.

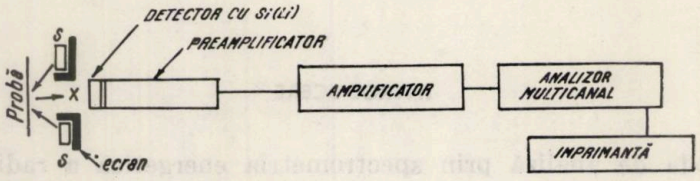


Fig. 1. — Schema bloc a lanţului spectrometric de analiză.

Detectorul de Si(Li) (produs de firma Camberra — USA) are o suprafaţă activă de 15 mm^2 iar fereastra de beriliu de grosime 11,3 μm. Rezoluţia sa este de 430 eV la 17 KeV.

Preamplificatorul este un amplificator sensibil la sarcină cu reacţie optică pulsantă ; este montat în sistemul de cuplare sub formă de ansamblu unitar detector — criostat — preamplificator.

Amplificatorul principal are amplificare globală de la 3,2 la 3000 cu stabilitate de $\pm$ 0,0075%/°C.

Analizorul multicanal utilizat în lucrările noastre este de tip A.I — 128 (fabricat în U.R.S.S.) cu 128 canale şi capacitate de 65535 impulsuri/canal.

Condiţiile de lucru stabilite practic au urmărit reducerea pe cît posibil a erorilor întîmplătoare şi eliminarea influenţei compoziţiei matricei cunoscută prin efecte de absorbţie, intensificare şi suprapunerea liniilor spectrale, astfel încît, în final, intensitatea radiaţiei măsurate să depindă numai de intensitatea radiaţiei elementului pur şi conţinutul acestuia în probă.

Pentru eliminarea efectelor matricei s-au utilizat metode ce folosesc etaloane de calibrare din probe geologice de acelaşi tip cu proba analizată.

Pentru grupa elementelor cu număr de ordine între 37—42 s-a utilizat pentru excitarea radiaţiei X de fluorescenţă sursa Cd^{109}.

Figura 2 prezintă spectrul obţinut pentru o probă geologică în care apar majoritatea elementelor din această grupă.

În continuare sînt prezentate rezultatele analizelor pentru fiecare element pe probe geologice cu matrici diferite.

Rubidiu

Rubidiul nu prezintă dificultăţi de analiză decît în cazul conţinuturilor mari în thoriu, deoarece linia XL_α a thoriului este apropiată de linia XK_α a rubidiului. În tabela 1 sînt prezentate conţinuturile de Rb pentru patru probe analizate ; rezultatele nu au putut fi comparate, autorii nedispunînd de analize prin alte metode.

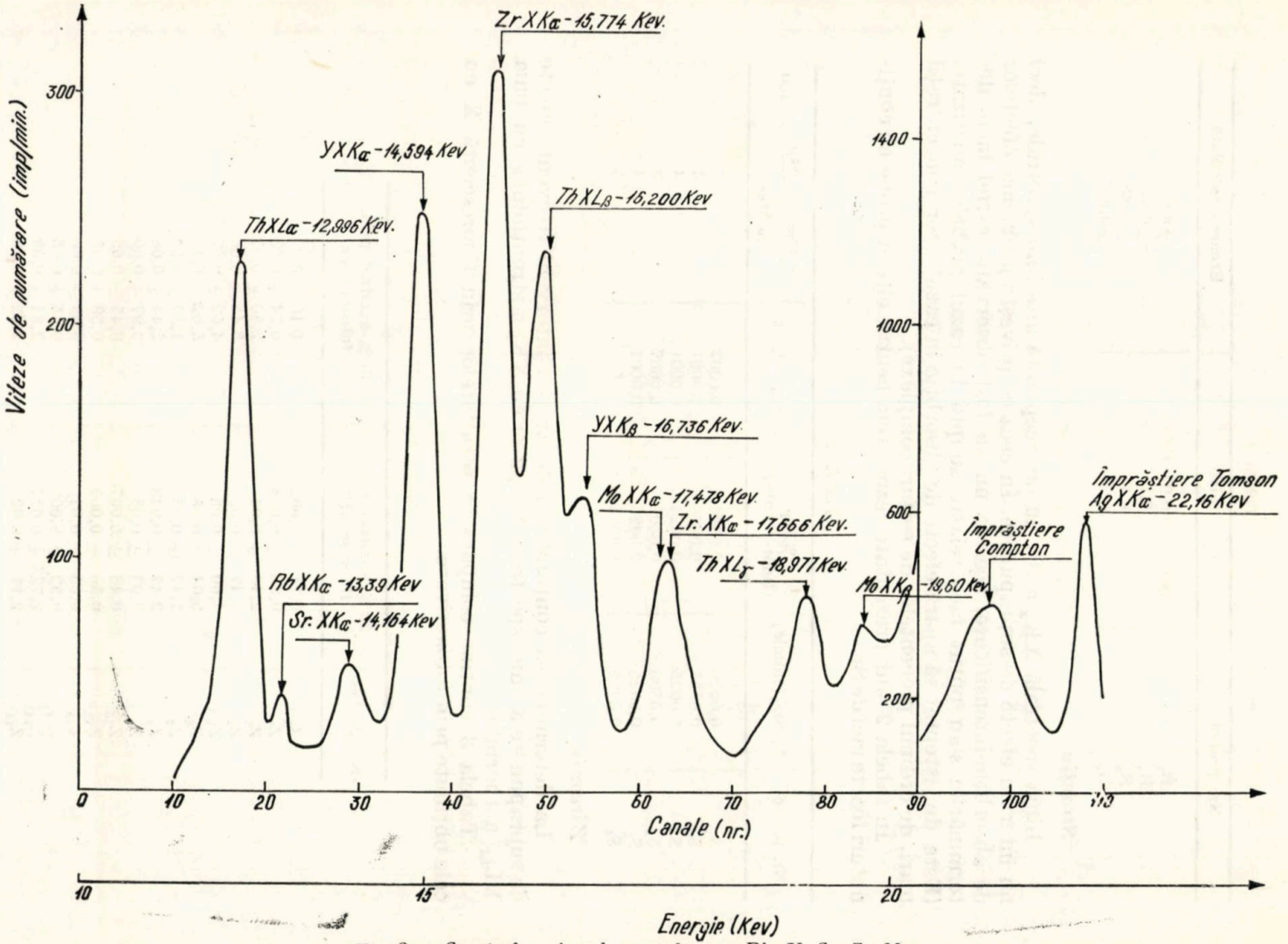


Fig. 2. — Spectrul unei probe complexe cu Rb, Y, Sr, Zr, Mo.

Tabela 1

Nr. probei	%Rb	Eroarea calculată
R_1	0,07	±0,01
R_2	0,1	±0,02
R_3	0,1	±0,02
R_4	0,3	±0,05

Stronţiu

Linia spectrală XK_α a Sr, nu interceptează alte linii spectrale, deci nu intervin efecte de suprapunere. În ceea ce priveşte problema efectelor de absorbţie-intensificare, acestea nu au fost observate, astfel încît determinările s-au putut face relativ simplu în cazul probelor analizate. (Este de aşteptat să apară efecte de absorbţie în cazul unor concentraţii mari, de ordinul procentelor de sulfuri complexe).

În tabela 2 sînt prezentate rezultatele pentru cîteva probe cu conţinuturi foarte mci de Sr.

Tabela 2

Nr. probei	% Sr_{ch}(chimie)	%Sr_F (fluorescenţă)	% Sr_{ch} − % Sr_F	$\frac{\%\ Sr_{ch} - \%\ Sr_F}{\%\ Sr_{ch}} \times 100$
S_1	0,0026	0,0028	0,0002	7
S_2	0,0025	0,0026	0,0001	4
S_3	0,0025	0,0024	0,0001	4
S_4	0,0300	0,0307	0,0007	2
S_5	0,0025	0,0026	0,0001	4
S_6	0,0025	0,0025	0	0

Zirconiu

La determinarea conţinutului de Zr pot interveni frecvente efecte de suprapunere a liniei spectrale XK_α a Zr cu XK_β a stronţiului şi cu linia $XL_{\beta 2}$ a thoriului.

Tabela 3 conţine compararea rezultatelor prin fluorescenţă X cu cele obţinute prin fotoactivare.

Tabela 3

Nr. probei	Zr % analizat prin fluorescenţă	Zr % analizat prin fotoactivare
Z_1	0,11 ± 0,002	0,10 ± 0,03
Z_2	0,23 ± 0,004	0,24 ± 0,03
Z_3	2,40 ± 0,04	2,50 ± 0,07
Z_4	3,47 ± 0,05	3,45 ± 0,08
Z_5	4,60 ± 0,08	4,62 ± 0,09
Z_6	5,04 ± 0,08	5,02 ± 0,1
Z_7	1,47 ± 0,03	1,50 ± 0,06
Z_8	2,47 ± 0,043	2,44 ± 0,08
Z_9	3,93 ± 0,05	3,97 ± 0,09
Z_{10}	0,43 ± 0,007	0,45 ± 0,05
Z_{11}	0,56 ± 0,009	0,59 ± 0,05
Z_{12}	0,65 ± 0,01	0,69 ± 0,06
Z_{13}	0,52 ± 0,009	0,65 ± 0,06
Z_{14}	2,725 ± 0,035	2,84 ± 0,09
Z_{15}	2,11 ± 0,02	2,02 ± 0,08

Niobiu și molibden

Pentru aceste două elemente în cazul folosirii sursei de Cd^{109} există o situație deosebită, deoarece discontinuitățile de absorbție ale Nb (18, 98 KeV) și a Mo (20,00 KeV) se găsesc în imediata vecinătate a energiei radiației primare (Ag XK_α 22,16 KeV).

S-a considerat că absorbția, care are loc în matrice, pentru radiația primară împrăștiată Compton, este aproximativ egală cu absorbția radiației XK_α a Mo și respectiv a Nb, astfel pentru corecția efectelor de absorbție s-a folosit funcția de calibrare reprezentată de raportul dintre intensitatea liniei elementului urmărit și intensitatea împrăștierii incoerente (Compton) a radiației primare [7, 8, 9].

În figura 3 este prezentată corelarea dintre rezultatele analizelor chimice și analizelor prin fluorescență X înainte și după corecție. Graficul A_1 evidențiază efectul produs de suprapunerea liniei spectrale XK_α a Mo cu XK_β a Zr (probe cu conținut sub 0,02% Mo) iar graficul A_2 (conținuturi peste 0,02% Mo) prezintă efectul absorbției diferite a radiațiilor în matricele probelor analizate. Aplicînd corecția pentru efectele de absorbție, se constată o îmbunătățire a corelării, pentru probe cu concentrații de Mo peste 0,02% și o dispersare a valorilor pentru cele cu Mo sub 0,02%. Deci o aplicare automată a corecției de absorbție, mai ales în cazul probelor cu concentrații scăzute, fără să se considere influența Zr, duce la erori apreciabile de analiză (graficul B_1). Atunci cînd corecția de Zr [10], este făcută, valorile se apropie de dreapta de corelare (graficul C_1).

Pentru elementele cu Z mai mare de 42 s-a folosit pentru excitarea radiațiilor X sursa Am^{241}.

Lantan și ceriu

În figura 4 și 5 sînt prezentate spectrele a două probe cu conținuturi și raporturi diferite de La și Ce. În calcularea rezultatelor s-a observat că o corecție prin raportarea la picul Compton este utilă atunci cînd etaloanele nu au concentrații asemănătoare cu probele. Tabela 4 prezintă rezultatele prin fluorescență X pentru La și Ce și cele obținute prin activare cu neutroni termici pentru La.

Tabela 4

Nr. probă	La % analizat prin fluorescență X	La % analizat prin activare	Ce % analizat pirn fluorescență X
L_1	11,3	11,3	8,2
L_2	10,2	10,2	7,5
L_3	6,20	6,22	5,4
L_4	2,9	3,47	2,98
L_5	2,3	2,5	2,08
L_6	1,07	1,12	0,85
L_7	0,63	0,63	0,54
L_8	0,30	0,31	0,27
L_9	0,04	0,037	0,03
L_{10}	3,2	3,04	4,7
L_{11}	1,8	2,0	2,3
L_{12}	1,0	1,3	3,4

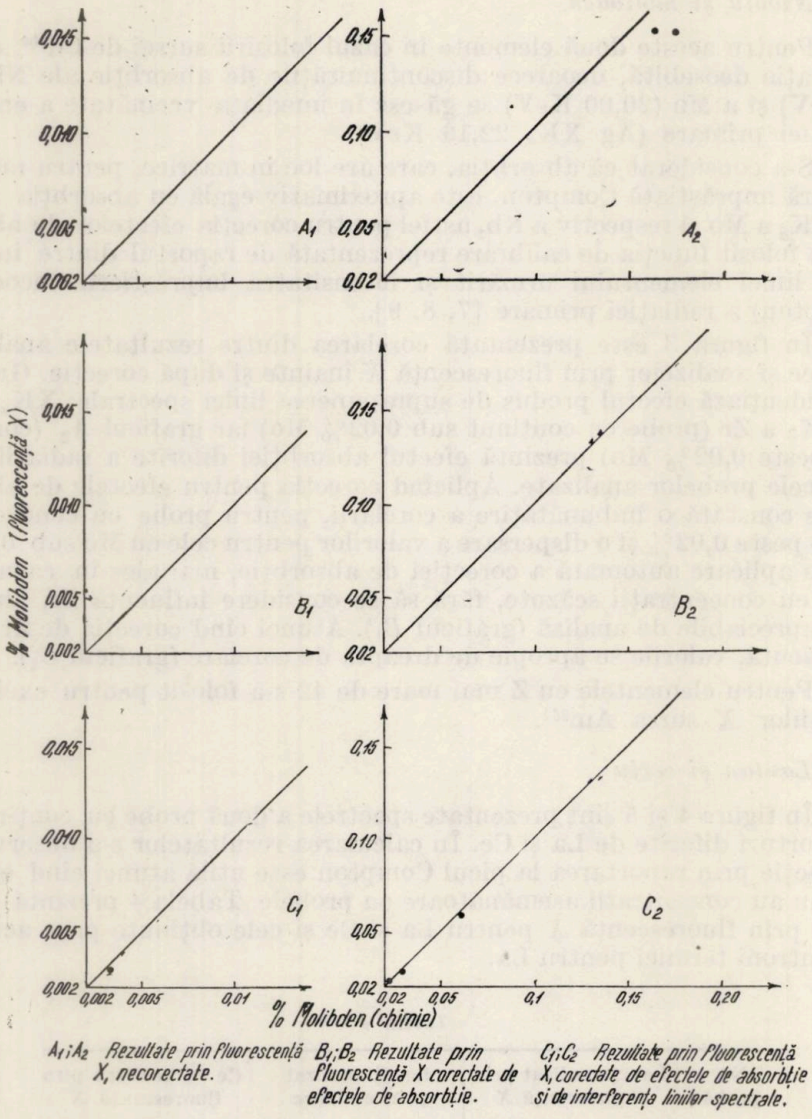

% Molibden (fluorescență X)
A1
A2
B1
B2
C1
C2
% Molibden (chimie)
A1 și A2 Rezultate prin fluorescență X, necorectate.
B1;B2 Rezultate prin fluorescență X corectate de efectele de absorbție.
C1;C2 Rezultate prin fluorescență X, corectate de efectele de absorbție și de interferența liniilor spectrale.

Fig. 3. — Corecții pentru Mo.

Lantanide cu număr de ordine cuprins între 59 (Pr) și 68 (Er)

Deși liniile spectrale ale elementelor praseodim, neodim și samariu, sînt bine evidențiate (fig. 4 și 5) nu am putut face decît o analiză calitativă a lor, în lipsa unor etaloane (geologice) cu matrici asemănătoare.

Pentru Eu, Gd, Tb, Dy, Nd menționăm posibilitatea apariției unor erori de analiză (în determinările cantitative) din cauza statisticii de numărare, liniile spectrale ale acestor elemente suprapunîndu-se peste picul de retroîmprăștiere al radiației primare.

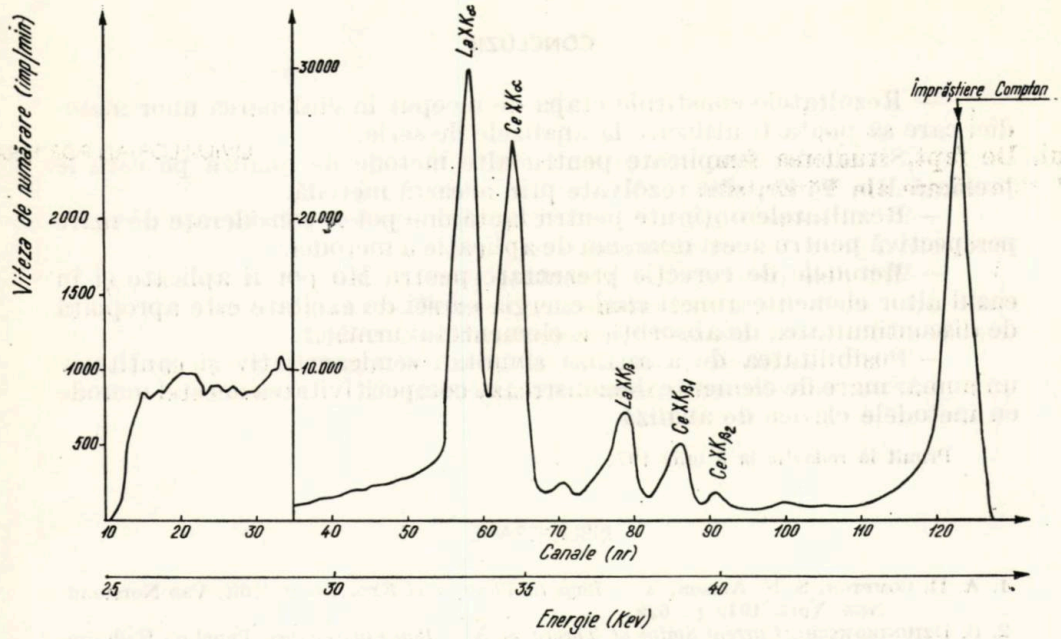


Fig. 4. — Spectrul unei probe cu lantanide (La > Ce).

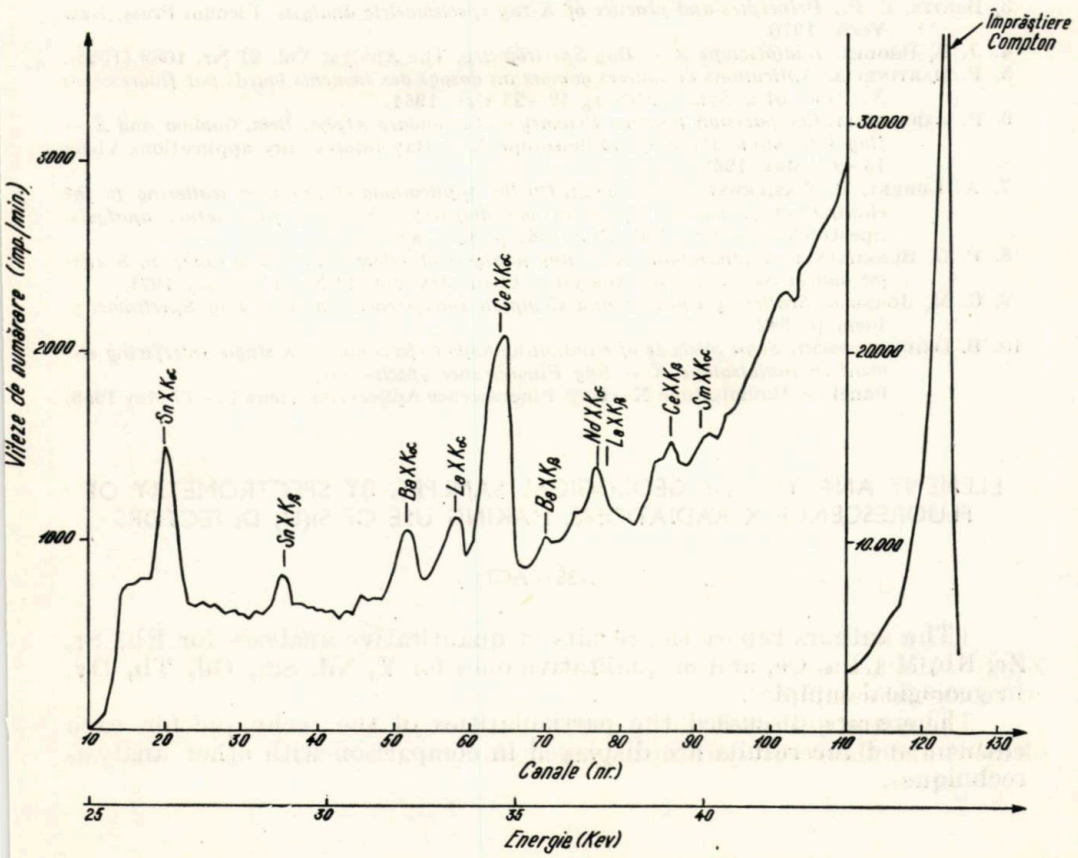


Fig. 5. — Spectrul unei probe cu lantanide (La < Ce).

CONCLUZII

— Rezultatele constituie etapa de început în etalonarea unor metodici care să poată fi utilizate la analizele de serie.

— Situaţiile complicate pentru alte metode de analiză pe care le prezintă Rb, Y, Zr, sînt rezolvate prin această metodă.

— Rezultatele obţinute pentru lantanide pot fi considerate de mare perspectivă pentru acest domeniu de aplicaţie a metodei.

— Metodele de corecţie prezentate pentru Mo pot fi aplicate şi în cazul altor elemente atunci cînd energia sursei de excitare este apropiată de discontinuitatea de absorbţie a elementului urmărit.

— Posibilitatea de a analiza simultan semicantitativ şi cantitativ un număr mare de elemente demonstrează competitivitatea acestei metode cu metodele clasice de analiză.

Primit la redacţie la 8 iulie 1974.

BIBLIOGRAFIE

1. A. H. Compton, S. K. Alison, *X — Rays in Theory and Experiment.* Edit. Van Norstand New York 1949 p. 629.
2. B. Dziunikowschi, *Current Status of Theory of X — Ray Fluorescence.* Panel on Radioisotope X — Ray Fluorescence Applications Viena 13 — 17 May 1968.
3. Bertin, E. P., *Principles and practice of X-ray spectrometric analysis.* Plenum Press, New York, 1970.
4. J. R. Rhodes, *Radioisotope X — Ray Spectrometry.* The Analyst Vol. 91 Nr. 1088 (1966).
5. P. Martinelli, *Aplications de sources gamma au dosage des éléments lourds par fluorescence X.* Proc. of a Sym. Salzburg 19—23 Oct. 1964.
6. P. Martinelli, *Comparision Between Primary and secondary Alpha, Beta, Gamma and X — Ray Excitation.* Panel on radioisotope X — Ray fluorescence applications Viena 13—17 May 1968.
7. A. Lubeki, M. Wasilewska, L. Gorski, *On the applications of Compton scattering to the elimination oi matrix effects in non dispersive X — ray fluorescence analysis.* Spectrochimica Acta Vol. 23 A 1967 p. 831—840.
8. P. G. Burkhalter, *Radioisotopic X — Ray analysis of Silver Ores Usiny Compton Scatter for matrix compensation.* Analytical Chemistry Vol. 43 Nr. 1 Ianuary 1971.
9. C. M. Jòhnson, *Scattering cohesent and Compton interferences in X — Ray Spectrometry.* Idem p. 962.
10. B. Dziunikowschi, *Some methods of eliminating mabix efects due to a single interfering element in radioisotope X — Ray Fluorescence spectrometry.* Panel on Radioisotope X—Ray Fluorescence Aplications Viena 13—17 May 1968.

ELEMENT ANALYSIS OF GEOLOGICAL SAMLPES, BY SPECTROMETRY OF FLUORESCENCE X RADIATIONS, MAKING USE OF Si(Li) DETECTORS

(ABSTRACT)

The authors report the results of quantitative analyses for Rb, Sr, Zr, Nb, Mo, La, Ce, and of qualitative ones for Y, Nd, Sm, Gd, Tb, Dy, in geological samples.

There are discussed the particularities of the technique for each element and the results are displayed in comparison with other analysis techniques.

UTILIZAREA CALCULATOARELOR NUMERICE ŞI ANALOGICE LA REZOLVAREA PROBLEMELOR DE PROSPECŢIUNI GEOTERMICE

DE

ŞERBAN VELICIU

Institutul de geologie şi geofizică, str. Caransebeş nr. 1, Bucureşti

A. MODELUL MATEMATIC AL CONDUCŢIEI TERMICE ÎN ROCI

Studiul cantitativ al transferului de căldură în roci este legat de formularea matematică a legilor fizice care guvernează acest fenomen. Transferul prin conducţie termică este descris de două astfel de legi.

O primă lege este dată de relaţia dintre viteza de variaţie a temperaturii în direcţia normalei la suprafaţa izotermă şi vectorul flux termic avînd aceiaşi direcţie, lege care se poate stabili pe cale experimentală.

$$\vec{\Phi} = -K \operatorname{grad} T, \qquad (A-1)$$

unde: T = temperatura; K = tensorul conductivităţii termice; $\vec{\Phi}$ = = fluxul termic [1].

A doua lege este reprezentată de ecuaţia indefinită a conducţiei termice. Această ecuaţie exprimă faptul că proporţia creşterii cantităţii de căldură într-un volum unitar, este egală cu suma cantităţilor de căldură generate în interiorul volumului şi a fluxului termic care traversează suprafaţa ce închide volumul:

$$\frac{\partial}{\partial x}\left(K_x \frac{\partial T}{\partial x}\right)+\frac{\partial}{\partial y}\left(K_y \frac{\partial T}{\partial y}\right)+\frac{\partial}{\partial z}\left(K_z \frac{\partial T}{\partial z}\right) = c\rho \frac{\partial T}{\partial t} + Q \qquad (A-2)$$

unde:

K_x, K_y, K_z = conductivităţile termice în direcţiile x, y şi z;
$c\rho$ = capacitatea termică (produsul dintre căldura specifică şi densitate);
Q = productivitatea, pe unitatea de volum, a surselor de căldură în interiorul mediului considerat.

B. MODELE ANALOGICE

Modelele analogice se bazează pe identitatea formală dintre ecuaţiile care guvernează conducţia termică în solide şi ecuaţiile care guvernează conducţia electrică. Utilizarea extensivă a modelelor electrice se datorează faptului că este relativ uşor de construit un model electric cu caracteristici

date, să i se aplice semnalele dorite (semnale de intrare) şi să se înregistreze răspunsul (semnale de ieşire) în orice punct al sistemului. Aparatura pentru măsurătorile electrice şi pentru generarea de semnale, este azi avansată din punct de vedere tehnologic şi simplu de operat.

B 1. FUNDAMENTAREA ANALOGIEI ELECTRICE

Ecuaţiile fundamentale care descriu propagarea curentului electric într-un mediu conductor, sînt ecuaţiile lui Maxwell. Aceste ecuaţii pot fi particularizate formal în modul următor :

— legea lui Ohm care leagă densitatea de curent cu cîmpul electric în interiorul unui conductor,

$$\vec{I} = -\lambda \operatorname{grad} V \qquad \text{(B1—1)}$$

unde : λ = tensorul conductivităţii electrice ; $\vec{I}$ = densitatea de curent ; V = potenţialul electric.

— ecuaţia de continuitate care exprimă principiul conservării sarcinii electrice :

$$\operatorname{div} \vec{I} = -\frac{\partial w}{\partial t} + i \qquad \text{(B1—2)}$$

unde : i = curentul electric extras din unitatea de volum ;

w = densitatea de sarcini electrice.

— ecuaţia indefinită a cîmpului într-un mediu conductor electric se obţine prin combinarea ecuaţiilor (B1—1) şi (B1—2),

$$\operatorname{div} \lambda \operatorname{grad} V = C \frac{\partial V}{\partial t} + i \qquad \text{(B1—3)}$$

unde : λ_x, λ_y, λ_z = conductivităţile în direcţiile x, y şi z ;

$w = CV$ şi C = capacitatea distribuită şi, respectiv, curentul i referitor la unitatea de volum a mediului conductor.

În ipoteza simetriei tensorului conductivităţii mediului, ecuaţia (B1—3) se poate scrie :

$$\frac{\partial}{\partial x}\left(\lambda_x \frac{\partial V}{\partial x}\right) + \frac{\partial}{\partial y}\left(\lambda_y \frac{\partial V}{\partial y}\right) + \frac{\partial}{\partial z}\left(\lambda_z \frac{\partial V}{\partial z}\right) = C \frac{\partial V}{\partial t} + i. \qquad \text{(B1—4)}$$

Examinînd ecuaţiile fundamentale care guvernează transferul de căldură prin conducţie în solide (A—2) şi circulaţia curentului electric într-un mediu conductor (B1—4), se observă analogia formală între cele două fenomene, ele fiind descrise de un acelaşi model matematic care este ecuaţia difuzivităţii [7].

Din ecuațiile (A—2) și (B1—4) este posibil să se stabilească mărimile fizice corespondente. Acestea sînt :

a) *mediu conductor termic.*

T = temperatura ;
K = conductivitate termică ;
$c\rho$ = capacitate termică ;
t_T = „timpul termic" (real) ;
Q = productivitatea surselor de căldură.

b) *mediu conductor electric.*

V = potențial electric.
λ = conductivitate electrică.
C = capacitate electrică.
t_E = „timp electric" (model).
i = curentul electric.

Plecînd de la relațiile de echivalență precedente, devine posibilă simularea fenomenului fizic a), adică transferul conductiv de căldură în solide, prin intermediul fenomenului b), circulația curentului electric într-un mediu conductor. Se observă că factorii de scară, care permit trecerea de la un fenomen la altul, nu sînt toți independenți, dar odată stabiliți unii din ei, sînt determinați și ceilalți. Această ultimă observație va fi analizată în unul din paragrafele de mai jos.

Tehnica modelelor analogice reduce rezolvarea unei probleme matematice care prezintă dificultăți mari pe calea analitică, la calculul unui anumit număr de factori de scară (necesari stabilirii echivalențelor în termeni cantitativi) și la o serie de măsurători electrice executate pe modelul electric construit.

B 2. MODELE ANALOGICE ELECTRICE DE TIP CONTINUU (MODELE POTENȚIOMETRICE)

Ecuația B1—4, scrisă pentru un mediu pur rezistiv și izotrop (de exemplu pentru un electrolit aflat într-un vas paralelipipedic, de înălțime redusă comparativ cu celelalte dimensiuni), devine :

$$\frac{\partial}{\partial x}\left(\lambda\frac{\partial V}{\partial x}\right)+\frac{\partial}{\partial y}\left(\lambda\frac{\partial V}{\partial y}\right)-i=0.$$

Această ecuație nu conține termenul dependent de timp și, deci, descrie fenomenul în regim staționar. Ecuația care descrie propagarea căldurii prin conducție într-un mediu bidimensional, izotrop, în regim staționar, este :

$$\frac{\partial}{\partial x}\left(K\frac{\partial T}{\partial x}\right)+\frac{\partial}{\partial y}\left(K\frac{\partial T}{\partial y}\right)-Q=0.$$

Pentru stabilirea analogiei între cele două fenomene, este necesar să se fixeze următorii factori de scară :

$$SV=\frac{V}{T}\text{ — factorul de scară al potențialului ;}\qquad\text{(B2—1)}$$

$$SQ=\frac{i}{Q}\text{ — factorul de scară pentru productivitatea surselor ;}\qquad\text{(B2—2)}$$

$$SR=\frac{K}{\lambda}=\frac{SV}{SQ}\text{ — factorul de scară al rezistențelor.}$$

Din această ultimă relaţie, se deduce că grosimea (h) a electrolitului în cuvă, trebuie să fie proporţională cu conductivitatea termică în diversele zone ale situaţiei reale modelate :

$$\lambda = \Lambda h ; \quad h = \frac{K}{\Lambda} \frac{SQ}{SV} \qquad \text{(B2—3)}$$

unde : conductivitatea electrică efectivă a electrolitului = Λ.

Realizarea practică a modelului constă în confecţionarea cuvei în care se introduce electrolitul, cu o suprafaţă ce reprezintă la scară situaţia geologică reală aflată în studiu şi cu adîncimea calculată prin intermediul formulei (B2—3), reprezentînd în fapt contrastul între conductivităţile termice ale rocelor.

În ce priveşte condiţiile la limită, se poate impune o condiţie de existenţă a unei suprafeţe izolante termic (perete izolant electric), sau condiţia unei suprafeţe cu temperatură constantă dată (perete metalic la potenţial electric constant). Potenţialele electrice sînt proporţionale cu temperaturile date, conform factorului de scară al potenţialelor (SV).

Pentru simularea unor surse geotermice reci (izvoare, circulaţie de ape superficiale) sau calde (circulaţie de ape termale pe falii, zone de oxidare a filoanelor mineralizate etc.) se extrag sau se injectează, în punctele corespunzătoare situate pe model, curenţi electrici proporţionali cu productivitatea surselor termice, conform factorului de scară pentru productivitatea surselor (SQ).

Un model analogic potenţiometric, trebuie să fie constituit din următoarele unităţi :

— o sursă de curent pentru stabilirea potenţialelor fixe dorite în cuvă ;

— o sursă de curent şi un anumit număr de injectori (extractori) de curent, pentru simularea surselor termice ;

— un suport pentru cuva cu electrolit care constituie modelul ;

— o planşetă de desen ;

— un pantograf pentru transpunerea pe planşeta de desen a punctelor unde se fac măsurătorile electrice de potenţial în cuvă ;

— un sistem electric autoorientabil pentru trasarea automată a liniilor echipotenţiale (de fapt a geoizotermelor).

Alte tipuri de modele analogice electrice de tip continuu sînt constituite utilizînd hîrtie îmbibată cu electroliţi avînd diverse rezistivităţi electrice şi care se taie la dimensiunile dorite sau utilizînd soluţii de electrolit sub formă de gel. Aceste sisteme au în practică o răspîndire mai redusă.

B 3. MODELE ANALOGICE ELECTRICE DE TIP DISCONTINUU (MODELE CU REŢELE RC)

Posibilitatea practică de realizare a unei analogii electrice bazate pe identitatea formală dintre ecuaţiile care descriu conducţia termică înl solide şi conducţia electrică, luînd în considerare cazul mai general a) regimului nestaţionar, este legată de discretizarea (aşa-numita relaxare) a mediului conductor electric [8].

Discretizarea (relaxarea) mediului conductor electric oferă multe avantaje. În primul rînd, rezultă posibilitatea construirii modelului, pentru o situație geologică dată, cu elemente electrice rezistive și capacitive concentrate, ușor de găsit și, relativ, cu un preț redus. Conectînd aceste elemente în diverse moduri, pot fi simulate situații reale destul de complicate, atît ca geometrie, cît și ca distribuție a proprietăților termice ale rocilor. Un avantaj important îl reprezintă posibilitatea impunerii condițiilor inițiale și executarea măsurătorilor pe model, practic în ori ce punct, fără a introduce perturbații semnificative asupra distribuției cîmpului electric în interiorul acestuia.

Pentru obținerea ecuației discretizate, numită „cu diferențe finite", a conducției termice în solide, se ia în considerare o rețea geometrică în jurul punctului i, j, format de intersecția a patru elemente ale rețelei în direcție x și, respectiv, y, (Δx și Δy), de o parte și de alta a punctului i, j.

Fie T_{ij}, $T_{i+1,j}$, $T_{i,j+1}$, $T_{i,j-1}$, $T_{i-1,j}$, valorile temperaturii în cinci puncte ale rețelei (fig. 1) și $T_{i,j+1/2}$, $T_{i+1/2,j}$, $T_{i,j-1/2}$, $T_{i-1/2,j}$, valorile în punctele medii ale intervalelor considerate.

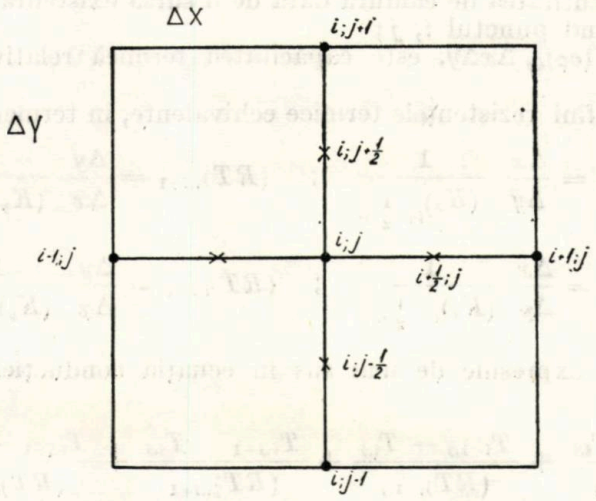


Fig. 1

Aplicînd funcției $T(x, y)$ dezvoltarea în serie Taylor și limitîndu-ne la termenii de gradul unu, se poate scrie:

$$\left(\frac{\partial T}{\partial x}\right)_{i+\frac{1}{2},j} = \frac{T_{i+1,j} - T_{i,j}}{\Delta x} \quad ; \quad \left(\frac{\partial T}{\partial x}\right)_{i-\frac{1}{2},j} = \frac{T_{i,j} - T_{i-1,j}}{\Delta x}$$

$$\left(\frac{\partial T}{\partial y}\right)_{i,j+\frac{1}{2}} = \frac{T_{i,j+1} - T_{i,j}}{\Delta y} \quad ; \quad \left(\frac{\partial T}{\partial y}\right)_{i,j-\frac{1}{2}} = \frac{T_{i,j} - T_{i,j-1}}{\Delta y}.$$

Cu aceste relaţii se pot calcula derivatele de ordinul doi :

$$\frac{\partial}{\partial x}\left(K_x\frac{\partial T}{\partial x}\right)=\frac{1}{\Delta x}\left[(K_x)_{i+\frac{1}{2},j}\frac{T_{i+1,j}-T_{i,j}}{\Delta x}-(K_x)_{i-\frac{1}{2},j}\frac{T_{i,j}-T_{i-1,j}}{\Delta x}\right]$$

$$\frac{\partial}{\partial y}\left(K_y\frac{\partial T}{\partial y}\right)=\frac{1}{\Delta y}\left[(K_y)_{i,j+\frac{1}{2}}\frac{T_{i,j+1}-T_{i,j}}{\Delta y}-(K_y)_{i,j-\frac{1}{2}}\frac{T_{i,j}-T_{i,j-1}}{\Delta y}\right].$$

Multiplicînd ambii membrii ai ecuaţiei (A—2) cu elementul de suprafaţă $\Delta x\,\Delta y$ şi, ţinînd seama de relaţiile precedente, se poate scrie :

$$\left[(K_x)_{i+\frac{1}{2},j}\frac{\Delta y}{\Delta x}(T_{i+1,j}-T_{i,j})+(K_x)_{i-\frac{1}{2},j}\frac{\Delta y}{\Delta x}(T_{i-1,j}-T_{i,j})\right]+$$

$$+\left[(K_y)_{i,j+\frac{1}{2}}\frac{\Delta x}{\Delta y}(T_{i,j+1}-T_{i,j})+(K_y)_{i,j-\frac{1}{2}}\frac{\Delta x}{\Delta y}(T_{i,j-1}-T_{i,j})\right]=$$

$$=(CT)_{i,j}\left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)_{i,j}+Q_{i,j}$$

unde : $Q_{i,j}$ = cantitatea de căldură dată de o sursă existentă pe elementul $\Delta x\ \Delta y$, conţinînd punctul i, j ;

$(CT)_{i,j}=(c\rho)_{i,j}\,\Delta x\Delta y$, este capacitatea termică relativă la acelaşi element $\Delta x\Delta y$.

Se pot defini rezistenţele termice echivalente, în termenii următori :

$$(RT)_{i+1,j}=\frac{\Delta x}{\Delta y}\frac{1}{(K_x)_{i+\frac{1}{2},j}}\quad;\quad(RT)_{i,j+1}=\frac{\Delta y}{\Delta x}\frac{1}{(K_y)_{i,j+\frac{1}{2}}}$$

$$(RT)_{i-1,j}=\frac{\Delta x}{\Delta y}\frac{1}{(K_x)_{i-\frac{1}{2},j}}\quad;\quad(RT)_{i,j-1}=\frac{\Delta y}{\Delta x}\frac{1}{(K_y)_{i,j-\frac{1}{2}}}.$$

Înlocuind expresiile de mai sus în ecuaţia conducţiei termice, se obţine :

$$\frac{T_{i+1,j}-T_{i,j}}{(RT)_{i+1,j}}+\frac{T_{i-1,j}-T_{i,j}}{(RT)_{i-1,j}}+\frac{T_{i,j+1}-T_{i,j}}{(RT)_{i,j+1}}+\frac{T_{i,j-1}-T_{i,j}}{(RT)_{i,j-1}}=$$

$$=(CT)_{i,j}\left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)+Q_{i,j}. \qquad \text{(B3—1)}$$

Procedînd într-un mod asemănător, se discretizează ecuaţia (B1—4), scriind pentru rezistenţele electrice echivalente următoarele expresii :

$$(RE)_{i+1,j}=\frac{\Delta x}{\Delta y}\frac{1}{(\lambda_x)_{i+\frac{1}{2},j}}\quad;\quad(RE)_{i-1,j}=\frac{\Delta x}{\Delta y}\frac{1}{(\lambda_x)_{i-\frac{1}{2},j}}$$

$$(RE)_{i,j+1}=\frac{\Delta y}{\Delta x}\frac{1}{(\lambda_y)_{i,j+\frac{1}{2}}}\quad;\quad(RE)_{i,j-1}=\frac{\Delta y}{\Delta x}\frac{1}{(\lambda_y)_{i,j-\frac{1}{2}}}.$$

Ecuația discretizată a conducției electrice devine:

$$\frac{V_{i+1,j} - V_{i,j}}{(RE)_{i+1,j}} + \frac{V_{i-1,j} - V_{i,j}}{(RE)_{i-1,j}} + \frac{V_{i,j+1} - V_{i,j}}{(RE)_{i,j+1}} + \frac{V_{i,j-1} - V_{i,j}}{(RE)_{i,j+1}} =$$

$$= (CE)_{i,j} \left(\frac{\partial V}{\partial t} \right)_{i,j} + I_{i,j} \qquad \text{(B3—2)}$$

unde: $I_{i,j}$ = curentul electric introdus sau extras din elementul de secțiune $\Delta x \Delta y$;

$(CE)_{i,j}$ = capacitatea electrică a elementului.

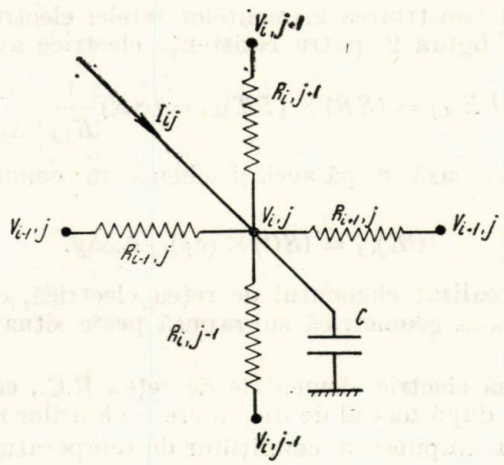


Fig. 2

Se poate ușor observa că ecuația (B3—2) exprimă legea lui Kirkhoff aplicată la rețeaua electrică din figura 2, în jurul punctului i, j.

Odată scrise ecuațiile (B3—1) și (B3—2), este posibilă stabilirea raportului de analogie sau factorii de scară:

$$SV = \frac{V}{T} = \frac{\text{potențial electric}}{\text{temperatură}} = \text{factorul de scară al potențialului;}$$

$$SR = \frac{(RE)}{(RT)} = \frac{\text{rezistență electrică}}{\text{rezistență termică}} = \text{factorul de scară al rezistențelor;}$$

$$SC = \frac{(CE)}{(CT)} = \frac{\text{capacitate electrică}}{\text{capacitate termică}} = \text{factorul de scară al capacităților;}$$

$$St = \frac{t_E}{t_T} = \frac{\text{timpul „electric”}}{\text{timpul „termic”}} = \text{factorul de scară pentru timp;}$$

$$SQ = \frac{I}{Q} = \frac{\text{curentul electric}}{\text{cantitatea de căldură}} = \text{factorul de scară al surselor.}$$

Legătura între factorii de scară este stabilită de următoarele relaţii :

$$SQ = \frac{SV}{SR}$$

$$St = SR \times SC.$$

Realizarea practică a unui model analogic electric, pentru o situaţie geologică dată, constă în construirea reţelei electrice de elemente pasive R.C., ţinînd seama de următoarele criterii :

a) — Se divide harta sau secţiunea geologică care se studiază în ochiuri elementare, obţinîndu-se o reţea geometrică.

b) — Pentru construirea elementelor reţelei electrice se conectează, după schema din figura 2, patru rezistenţe electrice avînd mărimea :

$$(RE)_{i,j} = (SR) \times (RT)_{i,j} = (SR) \frac{1}{K_{i,j}} \frac{\Delta x}{\Delta y}$$

c) — Se conectează după aceiaşi schemă un condensator de capacitate :

$$(CE)_{i,j} = (SC) \times (c\rho)_{i,j} \Delta x \Delta y.$$

Astfel este realizat elementul de reţea electrică, corespunzător elementului din reţeaua geometrică suprapusă peste situaţia geologică considerată.

d) — Se leagă electric elementele de reţea R.C., construite conform punctului b) şi c), după modul de dispunere a ochiurilor reţelei geometrice.

e) — Pentru impunerea condiţiilor de temperatură constantă, în nodurile corespunzătoare ale reţelei se aplică un potenţial electric dat de relaţia :

$$V_{i,j} = (SV) \times Q_{i,j}.$$

f) — Pentru impunerea condiţiilor datorate unor surse de căldură în interiorul domeniului studiat, se injectează (sau se extrag, dacă sursele calorice sînt negative), în punctele corespunzătoare ale modelului, curenţi electrici a căror mărime trebuie să fie :

$$I_{i,j} = (SQ) \times Q_{i,j}.$$

g) — Condiţiile iniţiale se impun, aducînd fiecare punct al reţelei electrice la potenţialul :

$$[V_{i,j}]_{t=0} = (SV) \times [T_{i,j}]_{t=0}.$$

h) — Odată construit modelul şi aplicate condiţiile iniţiale şi la limită, se poate stabili distribuţia temperaturilor în domeniul studiat, măsurînd în toate punctele de pe model, potenţialele electrice şi variaţia lor în timp.

Trecerea de la potențialele electrice măsurate la temperaturi se face prin intermediul factorului de scară al potențialelor.

Din considerațiile de mai sus, rezultă că, în practică, coeficienții de scară pot fi totdeauna aleși astfel, încît valorile rezistențelor și capacităților respective din rețeaua modelului, să se situeze în limite de valori acceptabile din punct de vedere practic. În fapt, există două moduri de realizare a modelelor R.C.

Modele R.C. cu constantă de timp lungă. Modelele R.C. cu constantă de timp lungă sînt construite cu elemente rezistență-capacitate de valori ridicate ($R = 10$ kΩ $-$ 10 MΩ; $C = 500$ pF $-$ 10 μF). Acest caz corespunde unei scări de timp de ordinul: 1 an în timp real = 1 minut pe model.

Din punct de vedere tehnic urmărirea distribuției tensiunilor pe model se face cu o aparatură de măsură numerică (voltmetru digital) sau cu un ploter $X - Y$. Avantajul relativei simplități a instrumentelor de măsură este depășit de dificultățile întîmpinate în construcția practică a rețelei R.C. Explicația acestui fapt constă în existența unei constante foarte mari de timp care reclamă o izolație electrică a rețelei R.C. de foarte bună calitate, ceea ce practic este destul de greu de realizat.

Modele R.C. cu constantă de timp scurtă. Acest tip de model R.C. este construit cu elemente rezistență-capacitate cu valori mici ($R = 1 -$ $-$ 100 kΩ; $C = 10 - 1000$ pF). Scara de timp este de ordinul 1 an în timp real = 1 msec pe model.

Prezența unor timpi scurți necesită un sistem de înregistrare cu osciloscop și aparat fotografic. Construcția rețelei nu pune probleme privind calitatea izolației și, prin urmare, are un preț de cost scăzut comparativ cu modelele R.C. cu constantă de timp lungă.

C. MODELE NUMERICE

C1. DISCRETIZAREA ECUAȚIEI INDEFINITE A CONDUCȚIEI TERMICE

Discretizarea ecuației indefinite a conducției termice, în cazul modelelor numerice, operează atît asupra variabilelor spațiale cît și a variabilelor temporale, rezultînd ca o generalizare a ecuației B3—1, deja scrisă pentru modele analogice electrice de tip discontinuu, adică:

$$\theta\left[\frac{T^{n+1}_{i+1,j}-T^{n+1}_{i,j}}{(RT)_{i+1,j}}+\frac{T^{n+1}_{i-1,j}-T^{n+1}_{i,j}}{(RT)_{i-1,j}}+\frac{T^{n+1}_{i,j+1}-T^{n+1}_{i,j}}{(RT)_{i,j+1}}+\right.$$

$$\left.+\frac{T^{n+1}_{i,j-1}-T^{n+1}_{i,j}}{(RT)_{i,j-1}}\right]+\left(1-\theta\right)\left[\frac{T^{n}_{i+1,j}-T^{n}_{i,j}}{(RT)_{i+1,j}}+\frac{T^{n}_{i-1,j}-T^{n}_{i,j}}{(RT)_{i-1,j}}+\right.$$

$$\left.+\frac{T^{n}_{i,j+1}-T^{n}_{i,j}}{(RT)_{i,j+1}}+\frac{T^{n}_{i,j-1}-T^{n}_{i,j}}{(RT)_{i,j-1}}\right]=(CT)_{i,j}\frac{T^{n+1}_{i,j}-T^{n}_{i,j}}{\Delta t}+Q^{n}_{i,j} \quad \text{(C1—1)}$$

unde, din teorema lui Lagrange, θ este un număr real cuprins între zero și unu; $Q^n_{i,j}$ este cantitatea de căldură produsă în elementul i, j, în inter-

valul de timp Δt; iar indicii superiori ai variabilelor exprimă nivelele temporale n şi $n + 1$.

Se observă că totdeauna trebuie să existe o condiţie iniţială care descrie stadiul sistemului la un anumit nivel de referinţă. Astfel, se poate considera cunoscut stadiul sistemului la nivelul temporal n, necunoscuta problemei devenind stadiul sistemului la nivelul temporal $n + 1$. Cu alte cuvinte, ecuaţia (C1—1) leagă, pentru un nod i, j, stadiul sistemului (adică distribuţia temperaturii) la nivelul temporal n, cu nivelul temporal $n + 1$.

Condiţiile care se impun procedeului de calcul ales pentru rezolvarea setului de ecuaţii, obţinut prin scrierea ecuaţiei (C1—1) în fiecare nod al reţelei, sînt convergenţa şi stabilitatea [6].

Soluţia ecuaţiilor discretizate permite să se aproximeze soluţia analitică cu o anumită eroare ε. Soluţia este convergentă atunci cînd eroarea de aproximare ε, tinde uniform la zero, cînd intervalele spaţiale şi temporale tind la zero.

Stabilitatea este legată de condiţiile existente între discretizarea variabilelor spaţiale şi discretizarea variabilelor temporare. Un procedeu de rezolvare oferă soluţii stabile atunci cînd acestea sînt convergente în orice punct al spaţiului, cînd timpul creşte.

În general este de observat că setul de ecuaţii care se obţine din (C1—1) este un sistem de ecuaţii liniare, în care necunoscutele sînt $T_{i,j}^{n+1}$, (temperaturile la nivelul temporal $n + 1$). Există, din definirea lui θ, o anumită libertate de alegere a sistemului de ecuaţii liniare care rezolvă problema [2].

Metodele, uzuale de rezolvare corespund următcarelor valori ale lui θ :

a) — „Forward Differences Explicit Procedure", pentru $\theta = 0$

b) — „Backward Differences Implicit Procedure", pentru $\theta = 1$

c) — „Crank Nicholson Implicit Procedure", pentru $\theta = 1/2$.

Pe scurt, caracteristicile particulare ale fiecărui procedeu sînt următoarele :

a) Ecuaţia (C1—1) conţine în acest caz o singură necunoscută ($T_{i,j}^{n+1}$), care apare în termenul secund al ecuaţiei. Determinarea lui $T_{i,j}^{n+1}$ este directă şi, din acest motiv, metoda este denumită explicită. În aplicaţiile numerice, metoda cere utilizarea unor paşi de timp suficient de mici pentru a se evita probleme de stabilitate numerică. Această metodă este condiţional stabilă, fapt care îi limitează utilitatea practică.

b) Ecuaţia (C1—1) conţine cinci necunoscute, adică temperaturile din nodurile elementului de reţea centrat pe punctul i, j. Determinarea distribuţiei temperaturilor cere rezolvarea sistemului de ecuaţii liniare şi, din acest motiv, procedeul se numeşte implicit.

Dificultăţile de calcul numeric al metodei implicite sînt compensate de faptul că nu prezintă probleme de stabilitate (metoda este necondiţional stabilă) şi, deci, se pot utiliza paşi de timp suficient de mari.

c) Acest procedeu este tot o metodă implicită care are precizie acceptabilă în calcule numerice şi nu prezintă probleme de stabilitate. Acest procedeu a devenit cel mai răspîndit în practică.

C 2. REZOLVAREA SISTEMULUI DE ECUAȚII CU DIFERENȚE FINITE

În general, se poate afirma că, între procedeele menționate, metodele implicite sînt singurele care au valoare practică pentru găsirea distribuției temperaturilor, aceste metode avînd caracteristica importantă de a fi necondițional stabile. Dar, astfel de metode, conduc la rezolvarea unor sisteme de ecuații liniare cu pînă la 10 000 de necunoscute. Rezolvarea sistemului de ecuații liniare, principial simplă, devine dificilă datorită dimensiunilor sistemului. În acest caz este oportun să se opereze cu tehnici de calcul suficient de rapide, astfel ca utilizarea calculatorului să fie eficientă. Tehnicile iterative s-au demonstrat adecvate pentru soluționarea problemelor de acest tip [3].

Tehnica de suprarelaxare în puncte este cea mai răspîndită, fiind o modificare a metodei clasice Gauss-Seidel. Se demonstrează (Varga—Matrix Iterative Analysis), că soluțiile obținute cu această tehnică sînt convergente cînd diagonala principală a sistemului este predominantă, adică elementele diagonalei principale sînt cel puțin egale cu suma elementelor care rămîn pe fiecare rînd. Demonstrația arată că această condiție este satisfăcută de sistemul de ecuații (C1—1).

Metoda de suprarelaxare constă în aplicarea iterației k valorilor rezultate din iterarea $k-1$, extragerea valorilor necunoscute din diagonala principală și combinarea liniară a rezultatului cu un coeficient de suprarelaxare cuprins între 1 și 2.

Pentru sistemul:

$$Ax = B \qquad \text{(C2—1)}$$

A reprezintă matricea sistemului, x necunoscutele și B, termenii liberi. În acest caz, pentru valoarea necunoscutei x_i, se obține:

$$x_i^k = \Omega \frac{b_i \sum_{j \neq i} a_{ij} x_j^{k-1}}{a_{i,j}} + (1 - \Omega) x_i^{k-1}, \qquad \text{(C2—2)}$$

unde: Ω = coeficientul de suprarelaxare; $a_{i,j}$ = elementele matricei sistemului; b_i = termenii liberi ai sistemului; k = ordinul iterării.

Se observă din C2—2 că, existînd întotdeauna în aceleași poziții ale memoriei calculatorului pentru toate iterațiile, o parte a necunoscutelor x_j^{k-1}, care apar sub simbolul sumei, aparțin deja nivelului de iterare k și viteza de convergență a metodei crește.

Procesul iterativ descris se oprește cînd valoarea absolută a diferenței între două iterări succesive, devine mai mică ca o valoare fixată care caracterizează precizia soluției găsite.

C 3. ORGANIZAREA CALCULULUI

Sistemul de ecuații care rezolvă problema distribuției de temperatură într-un mediu solid, rezultă din ecuația (C1—1) și este de forma următoare:

$$\theta[\alpha_{i+1,j} T_{i+1,j}^{n+1} + \alpha_{i-1} T_{i-1,j}^{n+1} + \alpha_{i,j+1} T_{i,j+1}^{n+1} + \alpha T_{i,j-1}^{n+1} - \delta_{i,j} T_{i,j}^{n+1}] = \qquad \text{(C3—1)}$$

$$= Q_{i,j} - \gamma_{i,j} T_{i,j}^{n} - (1 - \theta)\varepsilon_{i,j},$$

unde : θ este coeficientul lui Crank Nicholson ;

$$\alpha_{i+1,j} = \frac{1}{(RT)_{i+1,j}} \quad ; \quad \gamma_{i,j} = \frac{(CT)_{i,j}}{\Delta t} .$$

$$\delta_{i,j} = \alpha_{i+1,j} + \alpha_{i-1,j} + \alpha_{i,j+1} + \alpha_{i,j-1} + \gamma_{i,j}$$

$$\varepsilon_{i,j} = \left[\frac{T_{i+1,j} - T_{i,j}}{(RT)_{i+1,j}} + \frac{T_{i-1,j} - T_{i,j}}{(RT)_{i-1,j}} + \frac{T_{i,j+1} - T_{i,j}}{(RT)_{i,j+1}} + \frac{T_{i,j-1} - T_{i,j}}{(RT)_{i,j-1}} \right]$$

şi analog pentru elementele matricei sistemului, externe diagonalei principale ;

$\delta_{i,j}$ = elementele diagonalei principale ale matricei sistemului ;

Ecuaţia (C3—1) este astfel scrisă, încît toate cantităţile cunoscute pentru treapta de timp respectivă, sînt grupate în al doilea membru. Aplicînd procedeul de suprarelaxare descris în paragraful C2, se obţine următoarea relaţie pentru termenul general :

$$T^{(k)}_{i,j}{}^{n+1} = \Omega \left\{ \frac{\theta [\alpha_{i+1,j} T^{(k-1)}_{i+1,j}{}^{n+1} + \alpha_{i-1,j} T^{(k-1)}_{i-1,j}{}^{n+1} + \alpha_{i,j+1} T^{(k-1)}_{i,j+1}{}^{n+1} + \alpha_{i,j} T^{(k-1)}_{i,j-1}{}^{n+1}}{\delta_{i,j}} + \right.$$

$$\left. + \frac{(1-\theta)\varepsilon_{ij} + \gamma_{ij} T^{(k-1)}_{i,j}{}^{n} - Q_{i,j}}{\delta_{i,j}} \right\} + (1-\Omega) T^{(k-1)}_{i,j}{}^{n} \qquad \text{(C3—2)}$$

unde : k exprimă nivelul iterării, în procesul de iteraţie.

Formula C3—2 este o formulă generală care conţine atît metoda implicită (pentru $\theta = 1$), cît şi metoda lui Crank-Nicholson (pentru $\theta = 1/2$).

Calculul este organizat într-o serie de subprograme. În figura 3 este prezentată o schemă logică generală de organizare a calculului.

D. METODA ELEMENTULUI FINIT

Metoda elementului finit este bazată pe un principiu variaţional, enunţat încă de Euler.

Ecuaţia conducţiei termice, pentru o geometrie bidimensională şi în regim staţionar, are forma deja dată la (B1—3) :

$$\frac{\partial}{\partial y}\left(K \frac{\partial T}{\partial y}\right) + \frac{\partial}{\partial z}\left(K \frac{\partial T}{\partial z}\right) = 0. \qquad \text{(D—1)}$$

Acestei ecuaţii îi sînt asociate condiţii la limită. Pentru problemele prospecţiunii geotermice, cînd interesează investigarea anomaliilor de temperatură situate la mică adîncime, condiţiile la limita suprafeţei solului devin cele mai importante [4].

Din punct de vedere fizic, pot fi distinse cel puțin două mecanisme diferite ale transferului de căldură și anume :

— o „radiație de suprafață", care ia în considerare saltul de temperatură la suprafața solului ;

— transferul de căldură prin stratul de joasă conductivitate termică, care îl constituie solul.

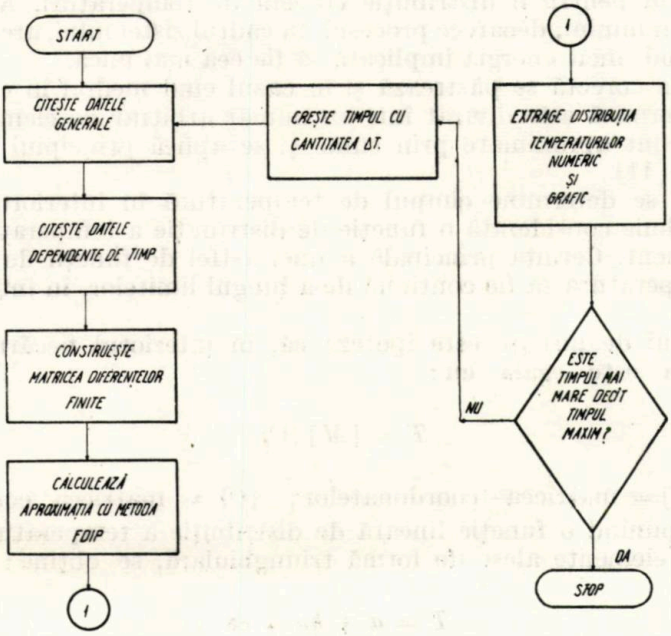


Fig. 3

Din punct de vedere matematic, cele două efecte pot fi combinate prin introducerea unui „coeficient efectiv" al transferului de căldură, astfel încît fluxul geotermic normal la suprafață este :

$$\Phi_s = \vec{n}_0 K \operatorname{grad} T = e(T - T_{atm}) \qquad (D-2)$$

unde coeficientul efectiv de transfer al căldurii e, este dat de relația :

$$\frac{1}{e} = \frac{1}{e_s} + \frac{z_0}{K_0} \qquad (D-3)$$

unde : e_s = emisivitatea suprafeței, K_0 = conductivitatea termică a părții superioare a solului ; z_0 = grosimea solului ; $\vec{n}_0$ = vectorul unitar normal la suprafață.

Folosind principiul variațional, soluția ecuației (D—1) este matematic echivalentă cu găsirea distribuției de temperatură care minimalizează o cantitate definită de expresia :

$$2P(T) = \iiint_v K\left[\left(\frac{\partial T}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial T}{\partial z}\right)^2\right] dy\, dz - \iint_s [e(T - T_{atm})^2] dS. \qquad (D-4)$$

Condiţia variaţională este:

$$\delta P(T) = 0 \qquad \text{(D—5)}$$

Cantitatea P, obţinută din expresia (D—4) reprezintă energia implicată în sistem. Ecuaţia (D—5) exprimă faptul că energia are o valoare de extremum pentru o distribuţie corectă de temperaturi. Acest extremum este un minim, deoarece procesul, în cadrul sistemului, are loc într-un astfel de mod, încît energia implicată să fie cea mai mică.

Soluţia corectă se păstrează şi în cazul cînd mediul în care are loc conducţia termică este divizat într-un număr arbitrar de elemente finite, integralele sînt aproximate prin sume şi se aplică principiul variaţional enunţat [4] [11].

Ca să se determine cîmpul de temperatură în interiorul mediului studiat, trebuie considerată o funcţie de distribuţie a temperaturii pentru fiecare element. Cerinţa principală a unei astfel de funcţii de distribuţie este ca temperatura să fie continuă de-a lungul limitelor, în interiorul mediului.

Punctul de plecare este ipoteza că, în interiorul fiecărui element, temperatura este egală cu:

$$T = [M]\{C\} \qquad \text{(D—6)}$$

unde: $[M]$ = matricea coordonatelor; $\{C\}$ = matricea coeficienţilor.

Presupunînd o funcţie lineară de distribuţie a temperaturii în interiorul unor elemente alese de formă triunghiulară, se obţine:

$$T = a + by + cz$$

sau, după notaţia de la (D—6):

$$T = [1,\ y, z]\begin{Bmatrix} a \\ b \\ c \end{Bmatrix}$$

În acest caz, în punctele nodale (vîrfurile triunghiurilor), valoarea temperaturilor este:

$$\begin{Bmatrix} T_i \\ T_j \\ T_k \end{Bmatrix} = \begin{bmatrix} 1 & y_i & z_i \\ 1 & y_j & z_j \\ 1 & y_k & z_k \end{bmatrix}\{C\}$$

sau:

$$[T_{ie}] = [A]\{C\}.$$

Temperatura în fiecare element poate fi acum exprimată în termenii valorilor sale în noduri, înlocuind $\{C\}$ cu $[A]^{-1}\{T_{ie}\}$ în expresia (D—6):

$$T = [M][A]^{-1}\{T_{ie}\} \qquad \text{(D—7)}$$

unde: $[A]^{-1}$ este matricea inversă a matricei $[A]$. Produsul matriceal $[M][A]^{-1}$ este numit „funcție de formă".

Din relația (D—7) se poate deduce matricea gradientului de temperatură:

$$\{\Delta T\} = \begin{Bmatrix} \frac{\partial T}{\partial y} \\ \frac{\partial T}{\partial z} \end{Bmatrix} = [S][A]^{-1}\{T_{ie}\}, \qquad (D-8)$$

unde $[S]$ rezultă din diferențierea matricei $[M]$ în raport cu coordonatele.

Se observă că, în cazul elementelor de formă triunghiulară și a cîmpului de temperatură variind liniar în interiorul fiecărui element, gradientul este constant:

$$[S] = \begin{Bmatrix} 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{Bmatrix}$$

Primul termen al funcției $P(T)$, din ecuația (D—4), poate fi scris sub forma:

$$\iiint_v K\left[\left(\frac{\partial T}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial T}{\partial z}\right)^2\right] \mathrm{d}y\,\mathrm{d}z = \sum_m \int \{\Delta T\}^T K\,\{\Delta T\}\,\mathrm{d}V_m$$

unde: $\{\Delta T\}^T$ este matricea transpusă $\{\Delta T\}$.

Utilizînd ecuația (D—8) se obține:

$$\sum_m \int_{v_m} \{\Delta T\}^T K\,\{\Delta T\}\,\mathrm{d}V_m = \sum_m \int_{v_m} \{T_{ie}\}^T \{[A]\}^T\ [S]^T K[S]\{T_{ie}\}\ [A]^{-1}\,\mathrm{d}V_m. \qquad (D-9)$$

Sub această formă se poate aplica analiza numerică, prin tehnica elementului finit, adică utilizînd elemente triunghiulare și un cîmp liniar de distribuție al temperaturii. Sumele devin:

$$\sum_{m=1}^{m} \{T_{ie}\}^T \begin{bmatrix} c_{jk} & y_{jk} & z_{kj} \\ c_{ki} & y_{ki} & z_{ik} \\ c_{ij} & y_{ij} & z_{ji} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} 0 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} c_{jk} & c_{ki} & c_{ij} \\ y_{jk} & y_{ki} & y_{ij} \\ z_{kj} & z_{ik} & z_{ji} \end{bmatrix} \{T_{ie}\} \frac{k}{4\Omega}$$

unde:

$$y_{\alpha\beta} = y_\alpha - y_\beta$$

$$z_{\alpha\beta} = z_\alpha - z_\beta$$

$$c_{\alpha\beta} = z_\alpha y_\beta - z_\beta y_\alpha$$

Ω = elementul de suprafață, $\Omega = \frac{1}{2}(z_{ij}y_{ik} - z_{jk}y_{ij})$

Integrala $\int_{Vm}[s]^T K[s]\,dV_m$ este denumită matricea-nucleu a matricei conductivităţii $\{[A]^{-1}\}^T[K][A]$.

Se poate proceda de o manieră similară cu termenul secund al expresiei (D—4). Aproximarea care se face asupra temperaturii, priveşte distribuţia acesteia în lungul unui element sr al limitei mediului, unde s şi r, sînt punctele nodale ale unuia din elementele triunghiulare situate pe limită. Pentru o funcţie lineară de distribuţie a temperaturii, se poate scrie :

$$T = T_r + f(T_s - T_r);\ 0 \leqslant f \leqslant 1. \qquad \text{(D—10)}$$

Această relaţie exprimă temperatura T, în funcţie de valorile temperaturii în nodurile s şi r, f fiind o fracţiune din lungimea L între punctele s şi r.

Dacă expresia (D—10) este introdusă în integrala

$$\sum_n eL \int_0^1 (T^2 - 2TT_{atm})df$$

unde n este numărul de elemente pentru care trebuie luată în consideraţie condiţia la limită; pentru elemente triunghiulare se obţine :

$$\sum_n eL\left[\frac{1}{3}(T_r^2 + T_sT_r + T_s^2) - T_{atm}(T_r + T_s)\right]$$

Diferenţiind expresia lui $P(T)$ în raport cu valorile în noduri ale temperaturii şi egalînd cu zero, se ajunge la un set de ecuaţii liniare, cu care se pot calcula valorile de temperatură în punctele nodale. În acest fel se aproximează soluţia problemei în cazul bidimensional.

Pentru un element triunghiular, cu o distribuţie liniară de temperatură în interior, contribuţia sa la setul de ecuaţii liniare este :

$$\left\{\frac{\partial P_e(T)}{\partial T_i}\right\} = \frac{K}{4\Omega}\begin{bmatrix} y_{jk}^2 + z_{kj}^2 & y_{jk}y_{ki} + z_{kj}z_{ik} & y_{jk}y_{ij} + z_{kj}z_{ji} \\ & y_{ki}^2 + z_{ik}^2 & y_{ki}y_{ij} + z_{ik}z_{ji} \\ \text{simetric} & & y_{ij}^2 + z_{ji}^2 \end{bmatrix}\{T_i\} + \qquad \text{(D—11)}$$

$$+ \frac{eL}{6}\begin{bmatrix} 2&1&0 \\ 1&2&0 \\ 0&0&0 \end{bmatrix}\{T_i\} - \frac{1}{2}eLT_{atm}\begin{bmatrix} 1 \\ 1 \\ 1 \end{bmatrix}.$$

În calculele practice se preferă considerarea temperaturii aerului T_{atm}, ca nivel de referinţă zero, deoarece interesează diferenţele de temperatură şi nu valorile absolute. Ca urmare, ultimul termen al expresiei pentru $\left\{\frac{\partial P(T)}{\partial T_i}\right\}$ poate fi neglijat.

Setul de ecuații liniare, care poate fi rezolvat cu ajutorul calculatorului, rezultă din condițiile :

$$\left\{\frac{\partial P_e(T)}{\partial T_i}\right\} = 0\,;\; i = 1, \ldots N. \qquad (D-12)$$

unde : N = numărul de noduri al rețelei de elemente finite sau, mai exact din punct de vedere matematic, numărul gradelor de libertate care este egal cu numărul total de puncte nodale, minus nodurile a căror temperatură este cunoscută din condițiile la limită.

Setul de ecuații (D—12) este echivalent condiției $\delta P(T) = 0$ deoarece :

$$\left\{\frac{\partial P(T)}{\partial T_i}\right\} = 0 = \sum_m \left\{\frac{\partial P(T)}{\partial T_i}\right\}.$$

Pentru rezolvarea sistemului la calculator se recomandă metoda eliminării, propusă de Choleski, dar rezultate bune se obțin și cu metoda iterativă Gauss-Seidel, cu suprarelaxări succesive.

Matricea sistemului de ecuații (D—12) este simetrică și are diagonala principală preponderentă, deci este asigurată convergența procesului de găsire a soluțiilor [4]; [9]; [11].

BIBLIOGRAFIE

1. Carslaw, H. S., Jaeger, J. C., *Conduction of heat in Solids.* Calderon Press, Oxford, 1959.
2. Crank, Jr., Nicholson, P., *A practicat method for numerical integration of partiat differentiat equations of heat conduction type.* Proc. Camb. Phil. Soc., 1947.
3. Douglas, J., Rachford, H. H., *On the numerical solution of heat conduction problems in two or three space variables.* Trans. Amer. Math. Soc. 82, 1956.
4. Geertsma, J., *Finite element analisis of shallow temperature anomalies.* Geophys. Prospecting., **XIX**, *4*, 1971.
5. Kappelmeyer, O., Haenel, R., *Geothermics with speciat reference to application.* Gebrüderborntraeger, Berlin, 1974.
6. Lions, J. L., *Equations differentielles operationelles et problemes aux limites.* Springer, Berlin, 1971.
7. Pizzi, G., *Analog and numeric simulation.* Compagnia Mediteranea di prospezioni, Roma (Maggio 1971).
8. Nolan, J. E., *Analog computers and their application to heat transfer and fluid flow.* Computers and automation. vol. 3 (January 1955).
9. Morandi, M. C., Cella, A., *A Ritz-Galerkin Approach to heat conduction.* CANCAM 73. Quatrieme Congres Canadien de Mechanique Apliquée (Mai 1973).
10. Selig, F., Wallick, G. C., *Temperature distribution in salt domes and surrounding sediments.* Geophysics. **XXXI**, *2* (1966).
11. Zienkiewicz, O. C., *The finite element method in engeneering sciences.* Mc. Graw-Hill.N.Y. (1971).
12. * * * *Proceeding of the course: The finite element method in dynamic transient problems.* Pisa (June 1973).

NUMERIC AND ANALOGOUS SIMULATION IN THE STUDY OF GEOTHERMAL PROBLEMS

(ABSTRACT)

In the present monograph study the present techniques of simulation are reported in order to evaluate thermal influences of the geological features.

Starting from the mathematical lows governing the heat flow in solids (mathematical model), the techniques of analogous (analogous model) and digital solution (numerical model) are introduced.

A XVI-a ADUNARE GENERALĂ A UNIUNII INTERNAȚIONALE DE GEODEZIE ȘI GEOFIZICĂ (GRENOBLE, AUG.—SEPT. 1975)

Între 25.VIII și 6.IX a.c. au avut loc la Grenoble (Franța) lucrările celei de a XVI-a Adunare Generală a U.I.G.G., manifestare științifică de deosebită însemnătate la care au participat cca 3000 oameni de știință reprezentînd cele 71 țări membre ale Uniunii.

Ședințele s-au desfășurat în cele zece imobile ale „Campus"-ului universitar de la Saint-Martin d'Hères, puse la dispoziția Adunării Generale pentru simpozioane, reuniuni și alte activități științifice; cazarea și întreținerea majorității delegaților au avut loc în căminele studențești ale aceluiaș modern și bine amenajat domeniu universitar.

În ședințele Adunării Generale au fost expuse, în cadrul unor simpozioane interdisciplinare sau de ramură, progresele realizate de cercetarea geofizică în intervalul de timp scurs de la ultima Adunare Generală (Moscova 1971) de către cele șapte Asociații internaționale ale Uniunii: Geodezie și Gravimetrie (IAG), Seismologie și Fizica interiorului Pămîntului (IASPEI), Meteorologie și Fizica Atmosferei (IAGA), Fizica Oceanului (IAPSO), Hidrologie științifică (IASH), Vulcanologie și Chimia interiorului Pămîntului (IAVCEI).

În afara reuniunilor cu caracter științific, au avut loc o serie de ședințe organizatorice ale Biroului Uniunii, ale Comitetului său executiv și ale Consiliului Uniunii, acesta din urmă cuprinzînd pe toți conducătorii delegațiilor țărilor participante.

O caracteristică a Adunării Generale de la Grenoble a fost însemnătatea deosebită acordată simpozioanelor interdisciplinare, care, deși la un nivel mai puțin ridicat decît al celor de specialitate, s-au bucurat permanent de o largă audiență datorită subiectelor de mare actualitate și personalităților de prestigiu care le-au organizat. Astfel, de exemplu, numai problemele litosferei au făcut obiectul a 14 simpozioane interdisciplinare, dintre care ne limităm a menționa mai jos, prin titlurile și organizatorii lor, pe cele mai semnificative:

— Măsurători geofizice și petrologie experimentală (prezentare multilaterală a unor modele de laborator pentru explicarea fenomenelor tectogenetice). P. I. Wyllie, R.I.O. Connell (U.S.A.).

— Teorii și experimente relevante pentru procese geodinamice. [O. Anderson (U.S.A.)]

— Fluxul de căldură și geodinamica [E. Lubimova (U.R.S.S.), A. M. Jessop (Canada)].

— Fenomene geofizice care preced, însoțesc și urmează cutremurele de pămînt [A. Zatopek (Cehoslovacia)].

— Mișcările recente ale scoarței [P. Visckocil (Cehoslovacia)].

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., GEOFIZICĂ, T. 14, NR. 1, P. 159–161, BUCUREȘTI, 1976

— Proprietăți magnetice ale bazaltelor submarine și relațiile lor cu anomaliile magnetice marine [J. M. Ade Hall (Canada)].

— Tectonomagnetism și tectono-electricitate [T. Rikitake (U.S.A.)]

— Zonele de subducție, crestele și tranșeele oceanice și geodinamica [S. Uyeda (Japonia)].

— Marginile vechilor plăci [J. Briden (Anglia)].

— Forajul marin de mare adîncime; istoria oceanelor [N. T. Edgar (U.S.A.)].

Deși au adus importante precizări în teoriile actuale asupra evoluției litosferii, simpozioanele menționate, ca și cele patru consacrate vulcanologiei terestre și maritime, nu au pus în circulație idei cu totul noi, ele încadrîndu-se în liniile directoare ale teoriei plăcilor, astfel cum aceasta a fost înfățișată în adunările generale anterioare ale U.I.G.G.

Problemele majore ale Oceanografiei fizice și Hidrologiei au fost de asemenea tratate în simpozioane interdisciplinare care au pus accentul asupra aspectelor lor practice: poluarea apelor marine, modificările sistemului mondial de ape potabile, studiul apelor termale și a zonelor secetoase. Utilitatea acestor prezentări sintetice a mai multor discipline a apărut însă în mod deosebit în conlucrarea asociațiilor U.I.G.G. în studiul atmosferei și al interacțiunilor ei cu mediile solide și lichide ale planetei. Astfel, proiectul de cercetare globală a atmosferei (G.A.R.P.), avînd ca obiect prevederea vremii și a schimbărilor climatice la scară planetară, proiect ale cărui prime rezultate au fost comunicate la Grenoble, a prilejuit colaborarea asociației de Meteorologie și Fizica Atmosferei (I.A.M.A.P) cu alte patru asociații ale U.I.G.G. (IAPSO, IAGA, IAHS și IAVCEI).

De asemenea problemele mareelor de toate categoriile (marine, terestre, atmosferice) a căror interacțiune se manifestă, a impus o prezentare comună în cadrul unui simpozion realizat de IAGA împreună cu toate asociațiile U.I.G.G. În cazul simpozionului referitor la interacțiunile atmosferii cu magnetosfera și mediul interplanetar — în care s-au expus ansamblul cunoștințelor actuale asupra fluctuațiilor atmosferei superioare pe baza observațiilor efectuate cu sateliți artificiali — a fost necesară chiar organizarea colaborării cu asociații din afară U.I.G.G. (COSPAR, SCOSTEP). Astfel, deosebita utilitate a confruntării de idei între specialiști din discipline diferite în cadrul aceleiași probleme a primit la Grenoble o confirmare strălucită. O măsură organizatorică reușită a fost și punerea la dispoziția congresiștilor a unui volum cuprinzînd rezumatele tuturor comunicărilor prezentate la simpozioanele pluridisciplinare, volum pe care îl recomandăm cititorilor dornici de a avea o vedere de ansamblu asupra situației actuale a Geofizicii planetare.

În paralel cu simpozioanele de sinteză mai sus menționate, au avut loc și reuniuni de specialitate ale Asociațiilor la care au fost prezentate și comunicări din domenii mai restrînse. Rezumatele acestora au fost de asemenea puse la dispoziția membrilor U.I.G.G. În cadrul asociației de Geomagnetism și Aeronomie (IAGA) a suscitat un deosebit interes

comunicarea de sinteză a prof. Bucha (Praga) asupra evoluţiei deplasării continentelor, stabilită pe baze paleomagnetice.

În timpul congresului a avut loc o expoziţie permanentă de aparatură geofizică. Printre numeroasele exponate interesante, am remarcat geodimetrele electro-optice de înaltă precizie pentru măsurarea distanţelor şi magnetometrele diferenţiale de înaltă sensibilitate (precizie sub 0,1ω) utilizate cu succes în arheologie şi studii geotehnice.

Delegaţia română a fost compusă din prof. dr. doc. Dan Rădulescu, ministru adjunct în MMPG, acad. Sabba Ştefănescu, prof. Liviu Constantinescu, m.c. al Academiei R.S.R., membru în biroul U.I.G.G. şi cercetătorii ing. Vl. Ştefleа şi Cr. Demetrescu din Institutul de geologie şi geofizică. Membrii delegaţiei române au prezentat două comunicări, au luat parte la discuţii şi în şedinţe restrînse ale unor grupe de lucru pe probleme, au prezentat realizări proprii şi au discutat integrarea acestora în ansamblul general al cercetărilor geofizice.

Sabba S. Ştefănescu

SIMPOZIONUL „UNDE DE SUPRAFAȚĂ ȘI OSCILAȚII LIBERE ALE PĂMÎNTULUI" (MAMAIA, 23—30 SEPTEMBRIE 1975)

Simpozionul „Unde de suprafaţă şi oscilaţii libere ale Pămîntului", care a avut loc la Mamaia în perioada 23—30 septembrie 1975 a fost organizat de Comisia Europeană de Seismologie din cadrul Asociaţiei de Seismologie şi Fizica interiorului Pămîntului.

La simpozion au participat 42 de delegaţi din 16 ţări ale Europei (Anglia, Belgia, R. S. Cehoslovacia,Danemarca, Elveţia, Finlanda, Franţa, R. D. Germană, R. F. Germania, Italia, Norvegia, Olanda, R. S. România, Spania, Suedia, Uniunea Sovietică), un delegat din Statele Unite ale Americii şi unul din Japonia.

Conducerea Comisiei Europene de Seismologie a fost reprezentată de preşedintele ei, profesorul Stephan Mueller şi de unul din cei doi vicepreşedinţi, profesorul Liviu Constantinescu. Institutul de geologie şi geofizică, care a sprijinit organizarea simpozionului, a fost reprezentat de dr. doc. ing. Ion Cornea, şeful Laboratorului de seismologie şi seismometrie, dr. doc. ing. Dumitru Enescu, dr. Traian Iosif, ing. Vladimir Ştefleа, Sieglinde Iosif şi Vasile Mârza.

Au fost prezentate 35 de comunicări cu caracter preponderent teoretic, care au abordat o serie de probleme de un deosebit interes pentru cercetarea geofizică:

— generarea undelor de suprafaţă;

— propagarea undelor de suprafaţă în medii stratificate neomogene;

— unde canal în strate crustale de viteză redusă;

— unde de suprafaţă în medii anizotrope;

— vibraţii ultra-lente ale Pămîntului;

— instrumente de înregistrare a undelor de suprafaţă şi a oscilaţiilor libere ale Pămîntului;

— prelucrarea datelor de observaţie privind oscilaţiile libere ale Pămîntului;

— calculul numeric al funcţiilor de dispersie;

— seismograma teoretică;

— studiul parametrilor surselor seismice cu ajutorul undelor de suprafaţă;

— studiul structurii interne a Pămîntului cu ajutorul undelor de suprafaţă şi al oscilaţiilor libere ale Pămîntului.

Numărul de lucrări n-a fost impresionant de mare, însă calitatea lor şi modul în care au fost prezentate au corespuns cerinţelor unui simpozion de înaltă ţinută ştiinţifică. Timpul afectat unei lucrări a fost relativ mare, depăşind în multe cazuri o oră, întrucît discuţiile erau adevărate seminarii de la care participanţii şi, mai ales, rezolvarea problemelor au avut mult de cîştigat.

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., GEOFIZICĂ, T. 14, NR. 1, P. 163—164, BUCUREŞTI, 1976

Importanţa practică a lucrărilor prezentate la simpozionul de la Mamaia constă în aceea că ele vin să rezolve o serie de probleme privind unele fenomene (undele de suprafaţă şi oscilaţiile libere ale Pământului) care au un rol deosebit de mare în cercetarea surselor seismice şi, mai ales, în cunoaşterea structurii interne a Pământului. De fapt, studierea fenomenelor legate de undele de suprafaţă şi oscilaţiile libere ale Pământului reprezintă una din tendinţele majore ale cercetării ştiinţifice pe plan mondial. Este de dorit ca şi cercetătorii români să acorde atenţia cuvenită acestei direcţii de cercetare. Să sperăm că simpozionul de la Mamaia va contribui la stimularea dezvoltării cercetărilor româneşti în domeniul undelor de suprafaţă şi al oscilaţiilor libere ale Pământului.

D. Enescu

REVISTE PUBLICATE ÎN EDITURA ACADEMIEI REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA

STUDII ŞI CERCETĂRI DE GEOLOGIE, GEOFIZICĂ ŞI GEOGRAFIE

— GEOLOGIE
— GEOGRAFIE
— GEOFIZICĂ

REVUE ROUMAINE DE GÉOLOGIE, GÉOPHYSIQUE ET GÉOGRAPHIE

— GÉOLOGIE
— GÉOGRAPHIE
— GÉOPHYSIQUE

REVISTA STUDII ŞI CERCETĂRI DE GEOLOGIE, GEOFIZICĂ ŞI GEOGRAFIE — GEOFIZICĂ

publică studii şi cercetări originale, comunicări şi note din domeniile:

— gravimetrie,
— seismologie şi prospecţiuni seismice,
— fizica atmosferei şi meteorologie,
— geomagnetism şi aeronomie,
— electrometrie,
— prospecţiuni geofizice.

Manuscrisele se vor preda în două exemplare dactilografiate la două rînduri, iar formulele vor fi scrise clar şi citeţ cu cerneală, specificîndu-se pe margine sau prin sublinieri de diferite culori caracterele de literă sau semnele speciale. Nu se admit decît cel mult două corecturi de caractere de literă scrise cu tuş negru, pe o coală dactilografiată. Fiecare exemplar va fi însoţit de figuri şi de grafice, care se vor desena în tuş pe hîrtie de calc, de explicaţia figurilor, de tabele şi bibliografie. Indicaţiile bibliografice se vor da în următoarea ordine: numele complet al autorului, titlul revistei, volumul, pagina, anul (între paranteze). Pentru cărţi se vor da: titlul integral, editura, locul şi anul de apariţie.

1977 MAR 17

LUCRĂRI APĂRUTE ÎN EDITURA ACADEMIEI REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA

V. IOANOVICI ş.a., Evoluţia geologică a Munţilor Metaliferi, 1969, 743 p., 40 pl., 55 lei.

TIBERIU MORARIU şi VALERIA VELCEA, Principii şi metode de cercetare în geografia fizică, 1971, 287 p., 2 pl., 250 lei.

I. PIŞOTA, Lacurile glaciare din Carpaţii Meridionali. Studiul hidrologic, 1971, 168 p., 37 fig., 6 pl., 15,50 lei.

I. VELCEA (redactor responsabil) Piemontul getic. Studiu de geografie economică, 1971, 320 p., 20 pl., 28 lei.

ION S. GRUESCU, Gruparea industrială Hunedoara — Valea Jiului. Studiu de geografie economică, 1972, 160 p., 4 pl., 10,50 lei.

IULIAN GAVĂT, RADU BOTEZATU şi MARIUS VISARION, Interpretarea geologică a prospecţiunilor geofizice, 1973, 575 p., 9 pl., 41 lei.

ION IORDAN, PETRE GÂŞTESCU şi D. I. OANCEA, Indicatorul localităţilor din România, 1974, 277 p., 55 lei

Atlasul Republicii Socialiste România
Fascicula I, 1974, 8 pl., 200 lei,
II, 1975, 12 pl., 200 lei.

CORNELIA GRUMĂZESCU, Depresiunea Haţegului. Studiu geomorfologic, 1975, 148 p., 7 pl., 17,50 lei.

ELENA MIHAI, Depresiunea Braşov. Studiu climatic, 1975, 211 p., 1 pl., 11,50 lei.

St. cerc. geol., geofiz., geogr., GEOFIZICĂ, T. 14, Nr. 1, P. 1 — 164, Bucureşti, 1976

I. P. „Informaţia" — c. 1391

43 867

Lei 40

F 1578

ACADEMIA REPUBLICII SOCIALISTE ROMANIA

GG
REFERALVA

STUDII ŞI CERCETĂRI DE GEOLOGIE GEOFIZICĂ GEOGRAFIE

GEOFIZICĂ

2

TOMUL 14
1976

EDITURA ACADEMIEI REPUBLICII SOCIALISTE ROMANIA

ACADEMIA REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA

Comitetul de redacţie

Redactor responsabil:

ACADEMICIAN SABBA ŞTEFĂNESCU

Redactor responsabil adjunct:

Prof. LIVIU CONSTANTINESCU, membru corespondent al Academiei Republicii Socialiste România.

Membri:

Prof. IULIAN GAVĂT, membru corespondent al Academiei Republicii Socialiste România, Prof. RADU BOTEZATU, membru corespondent al Academiei Republicii Socialiste România, DRAGOMIR ROMANESCU, MARIUS VISARION.

Secretar ştiinţific de redacţie: DOREL ZUGRĂVESCU

Toute commande de l'étranger pour les travaux parus aux Editions de l'Académie de la République Socialiste de Roumanie sera adressée à ILEXIM Departamentul Export-Import Presă PO Box 136—137 — telex: 11226 — Bucarest, str. 13 Decembrie nr. 3.

În ţară abonamentele se primesc la oficiile poştale, agenţiile poştale, factorii poştali şi difuzorii de presă din întreprinderi şi instituţii. Revistele se pot procura (direct sau prin poştă) şi prin PUNCTUL DE DESFACERE din cadrul Editurii Academiei.

Manuscrisele, cărţile şi revistele pentru schimb, precum şi orice altă corespondenţă, se trimit la Comitetul de redacţie al revistei pe adresa: str. Alex. Sahia nr. 19—21, 70.201 — Bucureşti, tel. 13.55.26.

EDITURA ACADEMIEI REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA
Bucureşti, 71021, Calea Victoriei 125, tel. 50.76.80

STUDII ŞI CERCETĂRI
DE
GEOLOGIE
GEOFIZICĂ
GEOGRAFIE

GEOFIZICĂ

TOM 14 NR. 2 1976

SUMAR

RADU BOTEZATU, Contribuţii la problema descrierii analitice a anomaliilor cîmpurilor potenţiale. (2) O cale de interpretare cantitativă a surselor anomaliilor de tip treaptă descrise analitic pe profil 167

ŞERBAN VELICIU, Contribuţii la cunoaşterea termalismului din sudul Munţilor Apuseni şi Bazinul Streiului 173

CRIŞAN DEMETRESCU, Asupra distribuţiei temperaturii în adîncime în unele unităţi tectonice din România. 189

DINU ŞTEFĂNESCU, Caracteristica de sensibilitate spaţială a aparatelor şi dispozitivelor de măsură geofizice 199

REFERATE ŞI DĂRI DE SEAMĂ

LUCA T. IONESCU, Stadiul actual şi perspective de dezvoltare a metodelor neutronice de cercetare a sondelor 213

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ. GEOGR., GEOFIZICĂ, TOM 14, NR. 2, P. 165–316, BUCUREŞTI, 1976

STUDII ŞI CERCETĂRI
DE
GEOLOGIE
GEOFIZICĂ
GEOGRAFIE

GEOFIZICĂ

SUMAR

CONTRIBUȚII LA PROBLEMA DESCRIERII ANALITICE A ANOMALIILOR CÎMPURILOR POTENȚIALE

2. O CALE DE INTERPRETARE CANTITATIVĂ A SURSELOR ANOMALIILOR DE TIP TREAPTĂ DESCRISE ANALITIC PE PROFIL

DE

RADU BOTEZATU

Universitatea București

Într-o primă lucrare (Botezatu, 1968) a fost arătată posibilitatea de a descrie analitic anomaliile gravimetrice sau magnetice de tip „treaptă", de-a lungul unui profil, printr-un polinom de puteri ale distanței. Folosind metoda celor mai mici pătrate, cu unele condiții inițiale speciale, valori întregi ale distanțelor și puterile acestora întabulate de autor, coeficienții numerici ai polinomului de descriere pot fi rapid și cu precizie stabiliți; de asemenea, s-a dovedit fără dificultăți transpunerea algoritmului pe calculatorul electronic. Ulterior (Botezatu, 1973), metoda a fost extinsă și la anomaliile de tip „clopot", studiindu-se posibilitățile și limitările acestui procedeu la analiza anomaliilor gravimetrice și magnetice. Cu această ocazie a fost demonstrat că pentru anomaliile fără un grad prea ridicat de asimetrie și fără frecvente oscilații microanomale, folosirea unor polinoame de descriere pînă la gradul 6 sînt total satisfăcătoare pentru ca funcția de descriere să simuleze anomalia cartată cu abateri care rămîn ca ordin de mărime comparabile cu erorile de cartare. Metoda a fost experimentată apoi într-un număr de proiecte de diplomă ale absolvenților secției de inginerie geologică și geofizică, pentru anomalii locale sau regionale cu morfostructuri cît mai diferite, dovedindu-se în toate cazurile tratate buna funcționare a acesteia; unele referiri suplimentare în cazul unor anomalii gravimetrice produse de structuri vulcanice au fost deja publicate (Botezatu și colab., 1974).

Exprimarea analitică a anomaliilor cartate prezintă evidente avantaje pentru analiza acestora în vederea unei interpretări cît mai eficiente a surselor geologice care le provoacă. Unul din aceste avantaje este reprezentat de faptul că funcția de aproximare poate fi derivată în raport cu distanța, obținîndu-se gradienții orizontali ai cîmpului pînă la ordinul egal cu ordinul polinomului de aproximare (Botezatu, 1973), ceea ce aduce elemente suplimentare de informare cu privire la forma, limitele laterale și poziția în subsol a surselor de anomalii.

În lucrarea de față vom prezenta o posibilitate de interpretare cantitativă a sursei anomaliei de tip treaptă, pe baza gradientului orizontal al cîmpului gravității determinat cu ajutorul funcției de descriere analitică a anomaliei.

Înainte de a trece la expunerea procedeului propus, se impun ca necesare unele precizări cu caracter mai general asupra structurii și semnificației fizice a funcției de aproximare de tipul celei pe care o folosim.

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., GEOFIZICĂ, TOM 14, NR. 2, P. 167–172, BUCUREȘTI, 1976

Pentru ca funcția

$$g(x) = A + B \cdot x + C \cdot x^2 + D \cdot x^3 + E \cdot x^4 + F \cdot x^5 + G \cdot x^6 \qquad (1)$$

să aibă semnificație de cîmp al gravității, cu dimensiuni $L^1 \cdot T^{-2}$ respectiv în sistemul practic 10^{-3} cm·s^{-2}, coeficienții A, B,... G trebuie să aibă dimensiuni corespunzătoare și anume : $A(L^1 \cdot T^{-2})$, $B(L^0 \cdot T^{-2})$, $C(L^{-1} \cdot T^{-2})$, $D(L^{-2} \cdot T^{-2})$, $E(L^{-3} \cdot T^{-2})$, $F(L^{-4} \cdot T^{-2})$ și $G(L^{-4} \cdot T^{-2})$. Observăm că în aceste condiții, coeficienții sînt proporționali cu derivatele de ordin superior în raport cu x pentru valoarea zero a lui x, cu excepția coeficientului A care reprezintă cîmpul $g(x)$ pentru $x = 0$. Așadar, ca structură analitică, funcția de descriere nu este altceva decît suma valorii cîmpului anormal în originea sistemului de coordonate ales pe profil și a unor termeni care reprezintă produsul dintre derivatele orizontale ale cîmpului anormal în origine și puterile distanței x corespunzătoare ordinului derivatei respective. O astfel de structură nu este altceva decît dezvoltarea în serie Mac Laurin a cîmpului potențial din care s-au reținut numai primii termeni pînă la ordinul 6.

Același lucru este valabil și pentru folosirea unei astfel de funcții de aproximare în cazul anomaliilor magnetice.

O altă precizare necesară se referă la folosirea unor valori întregi ale distanțelor pe profil. Alegînd ca pas de eșantionare Δx, trecerea de la distanțele întregi adimensionale $-10, -9, \ldots, 0, \ldots, 9, 10$ la distanțele reale se face sub forma $n \cdot \Delta x$ în care n ia valorile $-10, -9, \ldots, 0, \ldots 9, 10$. Deci relația (1) în sistemul distanțelor reale trebuie scrisă sub forma

$$g(x\Delta x) = A + B'(n\Delta x) + C'(n\Delta x)^2 + D'(n\Delta x)^3 + E'(n\Delta x)^4 + F'(n\Delta x)^5 + G'(n\Delta x)^6 \qquad (2)$$

în care

$$B' = B/\Delta x,\ C' = C/\Delta x^2,\ D' = D/\Delta x^3,\ E' = E/\Delta x^4,$$

$$F' = F/\Delta x^5 \text{ și } G' = G/\Delta x^6,$$

iar x real se exprimă ca $n \cdot \Delta x$.

Se constată cu ușurință că între relațiile (1) și (2) nu există nici o diferență de dimensiuni, n fiind un număr adimensional.

Concluzia care se desprinde din observațiile de mai sus este că funcția de descriere analitică folosită conservă dimensiunile reale ale mărimii fizice la care este aplicată, iar orice transformare ulterioară a acesteia — prin derivare sau integrare — vor avea de asemenea dimensiunile corecte corespunzătoare mărimii obținute.

Yung (1961) a arătat că pentru anumite modele simple de surse ale anomaliilor gravimetrice, anomalia gravității combinată cu aceea a gradientului orizontal al acesteia oferă elemente pentru determinarea caracteristicilor geometrice ale sursei-model.

Pentru cazul particular al unei trepte drepte (vezi fig. 1) săritura treptei $A-a$ poate fi determinată din relația

$$\frac{g(x)_{\infty} - g(x)_{-\infty}}{2} = f \cdot \pi \cdot \Delta\delta \cdot (A - a) \tag{3}$$

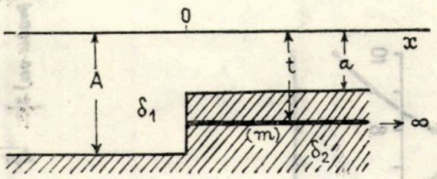


Fig. 1. — Modelul sursei de anomalie gravimetrică de tip „treaptă" și notațiile folosite.

iar adîncimea t a suprafeței mediane în care se consideră concentrată masa anomală a treptei din relația

$$t = \frac{x^1_{1/2} + x^2_{1/2}}{2} \tag{4}$$

în care $x^1_{1/2}$ și $x^2_{1/2}$ reprezintă abscisele pentru care gradientul orizontal $g'(x)$ produs de treapta dreaptă respectivă atinge jumătate din valoarea acestei mărimi, respectiv $g'(x)_{max}/2$.

Dificultatea practică în aplicarea acestor relații provine din faptul că necunoașterea precisă a variației gradientului orizontal nu permite aplicarea cu succes a relației (4) decît în cazurile în care s-ar efectua măsurători cu balanța de torsiune, operațiune complet abandonată în etapa actuală.

În schimb, cunoașterea lui $g(x)$ sub formă analitică pe baza relației (1) ne oferă o cale simplă de determinare a gradientului orizontal al gravității $g'(x)$ de-a lungul profilului studiat, pe baza relației obținută prin derivare în raport cu x.

$$g'(x) = B + 2C \cdot x + 3D \cdot x^2 + 4E \cdot x^3 + 5F \cdot x^4 + 6G \cdot x^5 \tag{5}$$

În acest mod, dificultatea care provine din absența posibilității de determinare directă a gradientului orizontal al gravității prin măsurători cu balanța de torsiune sau cu gradientometre este învinsă, folosirea practică a relației (4) devenind posibilă cu șanse de reușită.

Pentru exemplificarea aplicării procedeului propus s-a ales un caz din Depresiunea Pannonică.

În figura 2 este reprodusă în partea inferioară o porțiune din secțiunea seismică LXX, situată în zona Baba Novac—Mădăraș—Rușeni, publicată într-o lucrare de sinteză asupra rezultatelor geofizice obținute în sectorul nordic al Depresiunii pannonice de pe teritoriul țării noastre (Vasiliu și colab., 1973). După cum se poate lesne remarca, informațiile seismice pun în evidență existența unei fracturi, cu o puternică îngroșare a depozitelor sedimentare (peste 2.500 m) care sugerează o structură sinclinală în zona Mădăraș-Rușeni, în opoziție cu zona Mădăraș—Baba Novac care arată o dispoziție orizontală a sedimentelor avînd o grosime redusă la

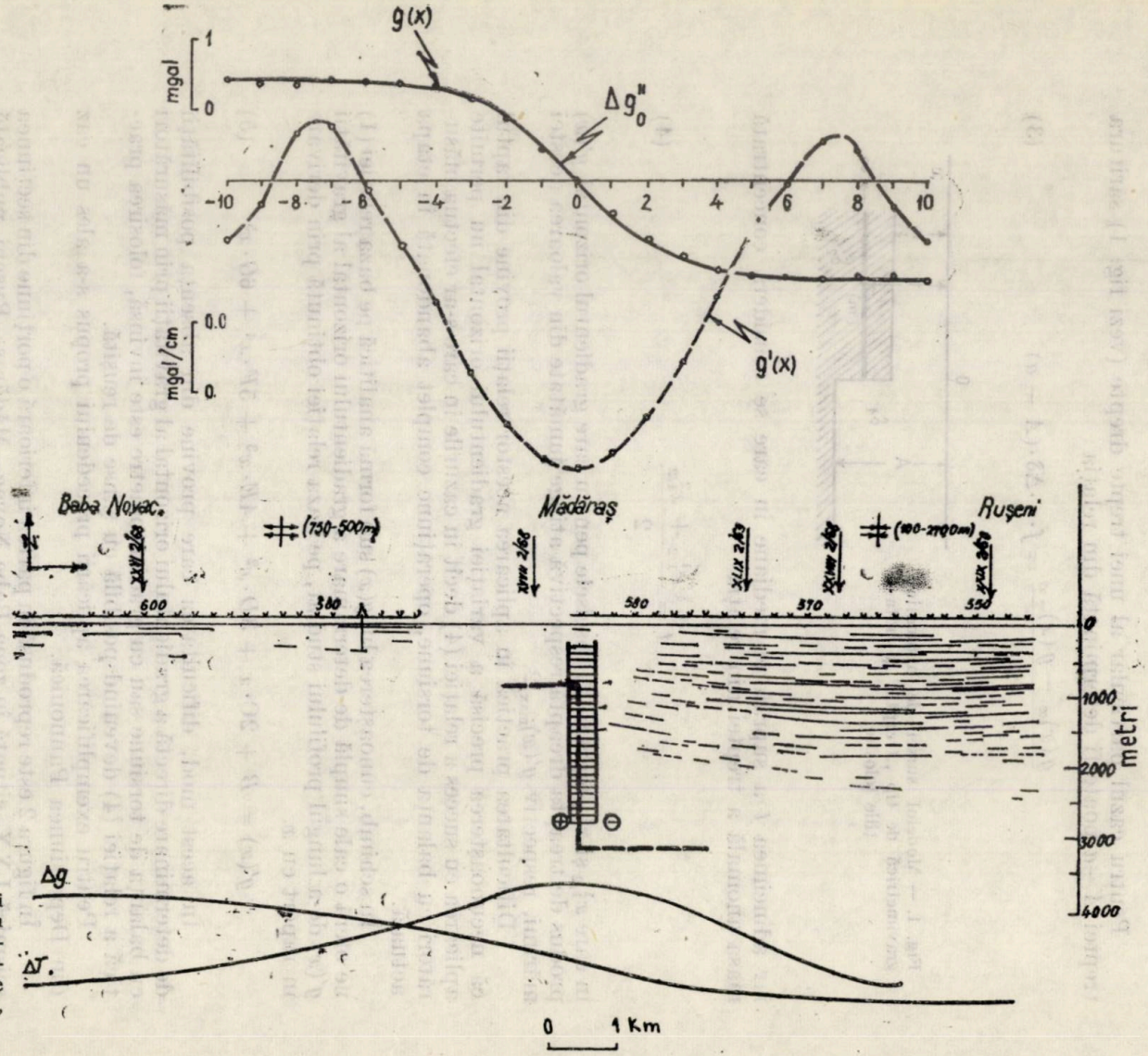


Fig. 2. — Date geofizice şi rezultatele obţinute prin aplicarea procedeului propus în cazul fracturii Mădăraş (informaţiile seismice după Vasiliu şi colab., 1973).

cîteva sute de metri. Ca urmare a lucrărilor de explorare prin foraje a structurii Mădăraș se cunoaște că fractura afectează fundamentul cristalin al regiunii, pe zona ridicată a acestuia de la Mădăraș forajele intrînd în fundament la adîncimi variind între 200 m și peste 700 m. De asemenea, sînt reproduse tot în partea inferioară a figurii 2 anomaliile g și ΔT nivelate care sugerează dispoziția generală a fundamentului cristalin pe direcția secțiunii seismice LXX.

Ca o remarcă de ordin principial, legată de posibilitățile și limitările aplicării metodei de seismică — reflexie în această regiune, este aceea că datorită condițiilor seismo-geologice particulare fundamentul cristalin nu s-a manifestat printr-o reflexie caracteristică corelabilă pe distanțe mari și care să poată indica cu precizie forma și poziția acestuia în subsol.

În vederea aplicării procedeului propus în această lucrare, a fost separată prin metode corespunzătoare anomalia regională a cîmpului gravității produsă numai de fractura Mădăraș și care este reprodusă în partea superioară a figurii 2 (prin curba continuă notată cu $\Delta g_0''$). Această anomalie este descrisă analitic prin funcția

$$g(x) = -0{,}4095340078 \cdot x + 0{,}0019633861 \cdot x^2 + 0{,}0058181542 \cdot x^2 - \\ - 0{,}0000521686 \cdot x^4 - 0{,}0000317709 \cdot x^5 + 0{,}0000003292 \cdot x^6 \tag{6}$$

iar, prin derivare în raport cu x, s-a obținut funcția de descriere a gradientului orizontal $g'(x)$ care este

$$g'(x) = -0{,}4095340078 + 0{,}0039267722 \cdot x + 0{,}0174544626 \cdot x^2 - \\ - 0{,}0002086744 \cdot x^3 - 0{,}0001588545 \cdot x^4 + 0{,}0000019752 \cdot x^5. \tag{7}$$

Ambele funcții sînt reprezentate grafic în partea superioară a figurii 2, $g(x)$ prin cerculețe iar $g'(x)$ prin cerculețe unite printr-o curbă care prezintă aspectul variației gradientului orizontal al gravității.

Din curba $g'(x)$ se deduce imediat, cu ajutorul relației (4) adîncimea t a suprafeței mediane a treptei în care se consideră concentrată masa anomală și care este de 2000 m.

Pentru determinarea săriturii $A-a$ a treptei, conform relației (3) este necesară stabilirea contrastului de densitate.

Din datele asupra densității formațiunilor geologice cuprinse în lucrarea amintită (Vasiliu și colab., 1973), precum și din informații suplimentare (S. Fotopolos, date nepublicate), rezultă următoarele :

— Pe intervalul de la suprafață pînă la adîncimea de 600 m, depozitele pannoniene au densități care cresc de la $2 \cdot 10$ la $2 \cdot 50$ g/cm^3 ; avînd în vedere condițiile de sedimentare din regiune și faptul că ele se găsesc în zona treptei deasupra fundamentului cristalin, deoparte și de alta a treptei, intervalul de adîncime 0—600 m nu intră în considerare.

— Depozitele sedimentare de sub adîncimea de 600 m au densități care depășesc 2,50 g/cm^3 ajungînd pentru cele dolomitice de vîrstă triasică la 2,70 g/cm^3 ; media acestora se plasează la valoarea de 2,62 g/cm^3.

— Fundamentul cristalin are densitatea medie de 2,65 g/cm^3.

Pe baza considerentelor de mai sus rezultă un contrast mediu de densitate de $+0{,}03$ g/cm^3. Cu această valoare a contrastului de densitate, relația (3) ne conduce la o mărime a săriturii treptei de 2.228 m, din care se deduce imediat $a = 886$ m și $A = 3.114$ m. Aceste date cantitative ne-au permis figurarea treptei dedusă din datele gravimetrice marcată prin linia groasă întreruptă care completează secțiunea seismică din partea inferioară a figurii 2.

După cum se poate conchide, modelul fracturii obținut din informațiile gravimetrice pe calea procedeului propus este perfect compatibil cu informațiile obținute prin seismica-reflexie și prin foraje.

În încheiere se poate constata buna funcționare a procedeului propus și avantajele folosirii descrierii analitice a anomaliilor cîmpurilor potențiale ; în mod particular, în cazul studiat, gravimetria vine în sprijinul informațiilor seismice, completîndu-le și controlîndu-se reciproc.

Prin aceasta, procedeul propus devine un instrument util în interpretarea integrată a informațiilor geofizice obținute prin mai multe metode de prospecțiune și la creșterea eficienței interpretării geologice a acestor informații.

Primit la redacție
la 1 iulie 1976

BIBLIOGRAFIE

1. Botezatu, R. (1968), *Contribuții la problema descrierii analitice a anomaliilor cîmpurilor potențiale. 1. Descrierea analitică a anomaliilor de tip treaptă, pe profile, printr-un polinom de puteri ale distanței.* St. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geofizică, **6**, *2*, p. 161–171.
2. Botezatu, R. (1973), *Approximation of gravity anomalies by the least squares method. Some possibilities and limitations.* Rev. Roum. Géol., Géophys. et Géogr., Série de Géophysique, **17**, *2*, p. 201–216.
3. Botezatu, R., Calotă C., Constantinescu L. (1974), *Advances in investigating magmatic structures by means of gravity and magnetic data.* Rev. Roum. Géol., Géophys. et Géogr., Géophysique, **18**, p. 19–54.
4. Yung, K. (1961), *Schwerkraftverfahren in der Angewandte Geophysik.* Akademische Verlagsgesellschaft Geest und Portig K.–G., Leipzig.
5. Vasiliu, I., Solomon, A., Popescu, M., Fotopolos, S. (1973), *Contributions géophysiques à l'étude tectonique de la zone Carei–Satu Mare (Roumanie).* Rev. Roum. Géol., Géophys. et Géogr., Série de Géophysique, **17**, *2*, p. 223–228.

CONTRIBUTION TO THE PROBLEM OF ANALYTICAL DESCRIPTION OF THE POTENTIAL FIELD ANOMALIES. (2) A WAY OF QUANTITATIVE INTERPRETATION OF STEP-TYPE ANOMALY SOURCES ANALYTICALY DESCRIBED ON THE PROFILE

(ABSTRACT)

Giving an analytical expression of the gravity anomalies by the use of the least-squares method, the horizontal gravity gradient can be determined with good accuracy. These two gravity magnitudes can serve to establish the geometrical parametres of a step source model.

The procedure was applied for the case of a fault of the cristalline basement in the Pannonian Depression of Romania, with good results.

CONTRIBUȚII LA CUNOAȘTEREA TERMALISMULUI DIN SUDUL MUNȚILOR APUSENI ȘI BAZINUL STREIULUI

DE

ȘERBAN VELICIU

Institutul de geologie și geofizică, str. Caransebeș 1, București

Emergențele de ape termominerale de pe rama sudică a Munților Apuseni și din bazinul inferior al Streiului, cunoscute și utilizate în scopuri terapeutice de foarte multă vreme, fac în prezent obiectul unor intense investigații hidrogeologice, hidrochimice și geofizice, în cadrul programului de valorificare energetică a resurselor geotermale.

Lucrarea de față reprezintă o sinteză a rezultatelor studiilor geotermice întreprinse în zonele Geoagiu-Băi, Bobîlna, Rapoltel și Călan, cu o încercare de evaluare a potențialului lor energetic.

MANIFESTĂRI GEOTERMALE

În regiunea studiată sînt semnalate, ca manifestări geotermale de suprafață, o serie de iviri de ape minerale cu caracter hipotermal, la Geoagiu-Băi, Bobîlna, Rapoltel și Călan. La Bampotoc și Boi, unde azi sînt prezente izvoare fără caracter termal, depunerile masive de travertin demonstrează existența, în Cuaternar, a unor izvoare carbo-gazoase cu debite și, probabil, temperaturi mai mari.

Stațiunea balneară Geoagiu-Băi este situată pe un mare depozit de travertin. Sub travertin, forajele au întîlnit calcare cristaline aparținînd seriei de Rapolt care, în unele locuri, suportă deasupra gresii și microconglomerate cretacice.

Complexul acvifer termal principal este reprezentat de orizonturile cu fisuri și goluri carstice ale calcarelor cristaline. Apele termominerale, datorită caracterului lor artezian, alimentează atît nivele permeabile ale Cretacicului, cît și travertinele, unde formează strate acvifere de o importanță mai redusă.

Exploatarea apelor termale s-a făcut, inițial, de la șase surse naturale, a căror temperaturi nu depășesc 32°C. În vederea obținerii unor debite sporite, s-au executat șapte foraje, avînd adîncimi cuprinse între 30 și 150 m *. Probele hidrogeologice au pus în evidență o puternică interacțiune între sursele din stațiunea Geoagiu-Băi. Din acest motiv, în prezent, nu sînt exploatate decît o parte din foraje, totalizînd, împreună cu izvoarele captate, un debit de aproximativ 25 l/s.

* Barbu, I., Foraje hidrogeologice la Geoagiu-Băi. Raport. 1967. Arhiva ISFIP. București.

Pe Valea Bobîlnei, amonte de sat, sînt semnalate cîteva emergenţe cu caracter hipotermal **). Izvoarele au un debit total de cca 37 l/s şi temperaturi de 20—24°C. Valea, în acest loc, traversează formaţiunile seriei cristaline de Rapolt şi este colmatată cu travertin care îi conferă o configuraţie morfologică aparte.

În perimetrul satului Rapolţel şi la nord de acesta, apar din travertine mai multe izvoare. Şi aici, sub travertine, se întîlneşte cristalinul de Rapolt. Izvorul cel mai important, situat în partea centrală a satului, furnizează apă minerală, cu un debit de cca 8 l/s şi temperatura de 24°C.

Apele termomineralizate de la Călan, sînt exploatate prin cele şapte izvoare care apar în incinta parcului. Temperaturile măsurate variază între 25 şi 29°C.

Interpretarea datelor rezultate din analizele chimice (tabelul 1), a stabilit că apele termominerale de la Geoagiu, Bobîlna, Rapolţel şi Călan, sînt de tipul carbogazos-bicarbonatat-calcic-magnezian, avînd formula ionică :

$$CO_3H^- > Cl^- > SO_4^{--} \text{ sau } CO_3H^- > SO_4^{--} > Cl^-$$

$$Ca^{++} > Mg^{++} > Na^+ \text{ sau } Ca^{++} > Na^+ > Mg^{++}$$

Corelarea rapoartelor ionice cu temperatura este prezentată în figura 1.

Atît probele recoltate din foraje, cît şi cele din izvoarele termale, au o serie de caracteristici comune pentru întreaga regiune :

— concentraţia relativ mică a ionilor, reziduul fix oscilînd în jurul a 750 mg/l, excepţional ridicîndu-se la 1.100 mg/l pentru probele de la Rapolţel ;

— preponderenţa Ca şi Mg faţă de alţi cationi ;

— conţinutul în CO_2, legat de activitatea post-vulcanică a eruptivului neogen care se află în vecinătatea nordică ;

— pH-ul aproape neutru, variind între 7,5 şi 6,5.

Faptul că tipul de apă este relativ acelaşi, pentru toate manifestările termale de pe rama sudică a Munţilor Apuseni şi bazinul inferior al Streiului, conduce la ideea reprezentativităţii acestei ape, pentru un acelaşi rezervor de adîncime, situat în roci de tip carbonatic.

REZULTATE GEOTERMOMETRICE ŞI INTERPRETAREA LOR CALITATIVĂ

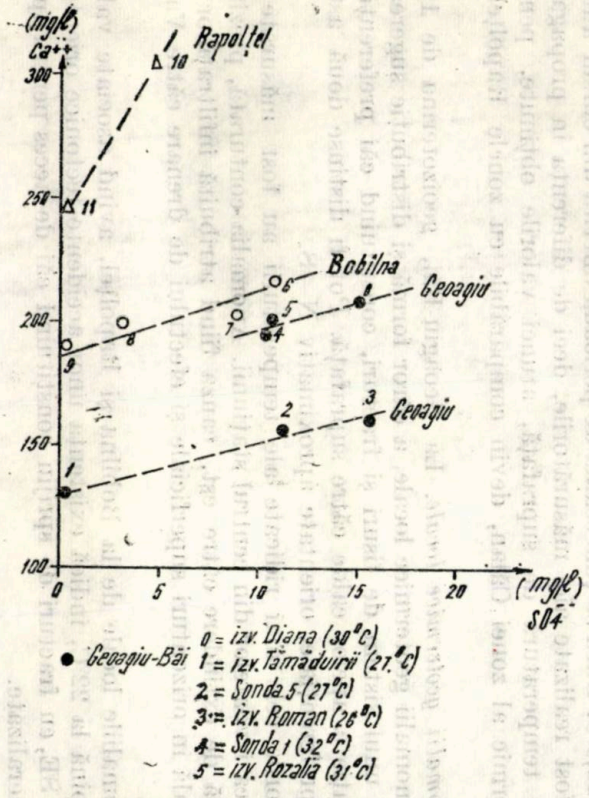
Metodica de investigare a zonelor în studiu, a fost selectată, ţinîndu-se seama de particularităţile geologice, hidrogeologice şi termodinamice, proprii unor zone geotermale cu manifestări de suprafaţă (Kappelmayer şi Haenel, 1974). În consecinţă, măsurătorile geotermice au constat din determinări ale distribuţiei temperaturii, la adîncimea de 2 m sub suprafaţa

**) Orăşanu, N. şi Anghel, O. Studii hidrogeologice şi hidrochimice privind inventarierea apelor geotermale din Munţii Apuseni. Raport. 1974. Arhiva I.G.P.S.M.S. Bucureşti.

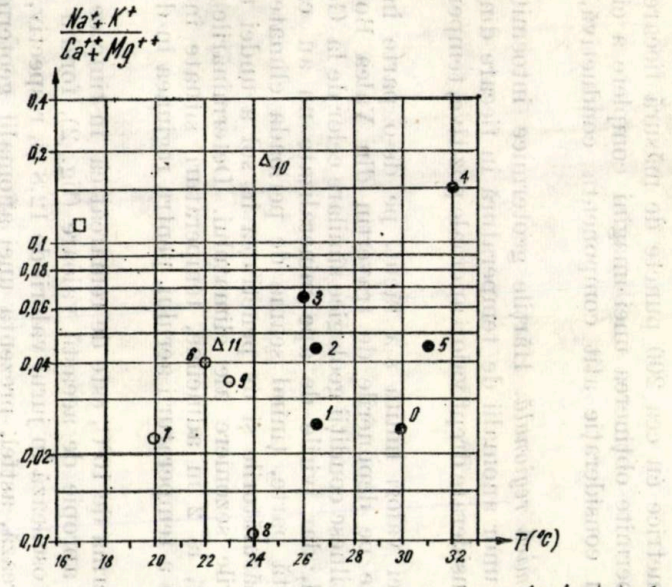
Tabelul nr. 1

Chimismul apelor termominerale din zona Geoagiu-Bobîlna-Rapoltel-Călan

	Localizare	Temperatura (°C)	Reziduu fix (mg/l)	pH	Compoziție ionică (mg/l)																						Rapoarte ionice				
					Na^+	K^+	Li^+	NH_4^+	Ca^{++}	Mg^{++}	Fe^{++}	Mn^{++}	Al^{+++}	Cl^-	Br^-	I^-	NO_3^-	NO_2^-	SO_4^{--}	HS^-	SO_3^{--}	HPO_3^-	HCO_3	AsO_4	H_2SO_3	HCO_2	CO_2	H_2S	$\frac{Na^+}{K^+}$	$\frac{Na^+}{Ca^{++}}$	$\frac{Na^+ + K^+}{Ca^{++} + Mg^{++}}$	$\frac{Ca^{++}}{Mg^{++}}$	$\frac{Cl^-}{SO_4^-}$
Bobîlna	Izv. Farba	23	837,7	6,5	8,8	1,5	—	—	189,2	36,9	urme	—	—	10,6	—	—	—	—	urme	—	—	—	768,7	—	25,8	—	114,4	—	10,08	0,04	0,034	3,11	—
	Bazin Central	24	770,3	6,5	2,6	1,3	—	—	199,5	38,4	urme	—	—	7,1	—	—	—	—	2,8	—	—	—	793,1	—	12,9	—	322,2	—	3,379	0,011	0,01	3,15	3,436
	Bazin Sud	20	789,3	6.5	6,5	1,3	—	—	201,2	42,8	urme	—	—	7,1	—	—	—	—	8,6	—	—	—	823,6	—	12,9	—	465,5	—	8,62	0,028	0,023	2,85	1,117
	Bazin Nord	22	750	7	11,8	1.6	—	—	216,4	37,4	0,1	—	—	7,1	—	—	—	—	11,5	—	—	—	854,1	—	15,5	—	208,1	—	12,589	0,047	0,04	3,5	0,835
Rapoltel	Izv. Central	24.5	1.100	7	87,4	2,0	—	—	304,6	58,8	0,2	—	—	7,1	—	—	—	—	4,8	—	—	—	1439,8	—	18,1	—	1585,4	—	74,395	0,25	0,192	3,14	2,00
	Izv. Nord	22,5	1.085,2	6,5	20,9	2,05	—	—	246,4	92,9	urme	—	—	21,2	—	—	—	—	urme	—	—	—	1238,5	—	18,1	—	409,2	—	17,412	0,074	0,048	1,609	—
Călan	Călanul Mic	17	792,0	7	20,5	21,5	—	—	157,9	60,3	0,1	—	—	56,7	—	—	3,0	—	104,3	—	—	—	536,9	—	19,4	—	81,8	—	1,622	0,113	0,112	1,588	0,417
Geoagiu-Băi	Izv. Tămăduirii	27	635,0	7,5	6,4	1,7	—	—	129,8	77,8	0,1	—	—	7,1	—	—	—	—	urme	—	—	—	793,1	—	15,5	—	148,8	1,0	7,837	0,035	0,0245	1,012	—
	Izv. Roman	26	665,0	7,2	17,9	1,4	—	—	158,7	56,9	0,2	—	—	10,6	—	—	—	—	15,4	—	—	—	780,9	—	15,5	—	202,4	1,2	21,72	0,098	0,0645	1,69	0,935
	Sonda 5	27	670,0	7	19,4	1,5	—	—	157,9	63,2	0,1	—	—	7,1	—	—	—	—	12,5	—	—	—	805,3	—	12,9	—	401,3	1,4	14,01	0,068	0,044	1,515	0,768
	Izv. Diana	30	—	—	6,9	0,6	0,1	—	208,2	38,4	1,5	0,02	—	2,3	—	—	—	—	15,1	—	—	—	951,0	—	—	—	—	—	33,33	0,03	0,024	3,06	0,203
	Izv. Rozalia	31	—	—	12,0	1,9	0,42	—	195,9	39,2	0,8	—	—	2,2	—	—	1,7	—	11,7	—	—	—	793,0	—	—	—	—	—	10,21	0,054	0,044	2,95	0,254
	Sonda 1.	32	—	—	33,1	2,9	0,1	—	192,7	43,7	0,7	—	—	19,7	—	—	urme	—	11,8	—	—	—	628,3	—	—	—	—	—	19,360	0,23	0,154	1,73	1,13



CORELAȚIA RAPORTULUI $\frac{Ca^{++}}{SO_4^{--}}$ ÎN ZONA GEOAGIU-BOBÎLNA-RAPOLȚEL


Na+ + K+ / Ca++ + Mg++
T(°C)
○ Bobîlna
6 = Bazin nord (22°C)
7 = Bazin sud (20°C)
8 = Bazin central (24°C)
9 = izv. Fârba (23°C)
△ Rapoltel
10 = izv. central (24°C)
11 = izv. nord (22°C)
□ Călan

CORELAȚIA RAPORTULUI $\left(\frac{Na^{+}+K^{+}}{Ca^{++}+Mg^{++}}\right)$ CU TEMPERATURA ÎN ZONA GEOAGIU-BOBÎLNA-RAPOLȚEL-CĂLAN

Fig. 1

solului, în reţele geometrice cu cca 200 puncte de măsură fiecare. Acest mod de investigare, permite obţinerea unei imagini complete a cîmpului geotermic, care ia în consideraţie atît componenta conductivă, cît şi cea convectivă.

Anomalia geotermică regională. Hărţile geotermice întocmite, pun în evidenţă existenţa unor anomalii de temperatură în fiecare din zonele investigate. Au fost considerate drept valori anomale pozitive, temperaturile mai mari ca 10°C.

Stabilirea acestei valori limită s-a făcut, pe de-o parte în urma măsurătorilor realizate pe depunerile de travertin din Valea Boi (deci într-o zonă unde se întîlnesc condiţii geologice similare celor de la Geoagiu, Bobîlna sau Rapolţel, dar ivirile de ape mineralizate nu au caracter termal), iar pe de altă parte, ţinînd seama de perioada climaterică în care s-au executat măsurătorile şi de penetraţia în sol a undei termice produse de schimbările sezoniere ale climatului. Determinările de pe Valea Boi au indicat, la 2 m adîncime, temperaturi situate între 9,0 şi 9,5°C, media anuală a temperaturii aerului, pentru regiunea în discuţie, fiind de 8,5—9,0°C.

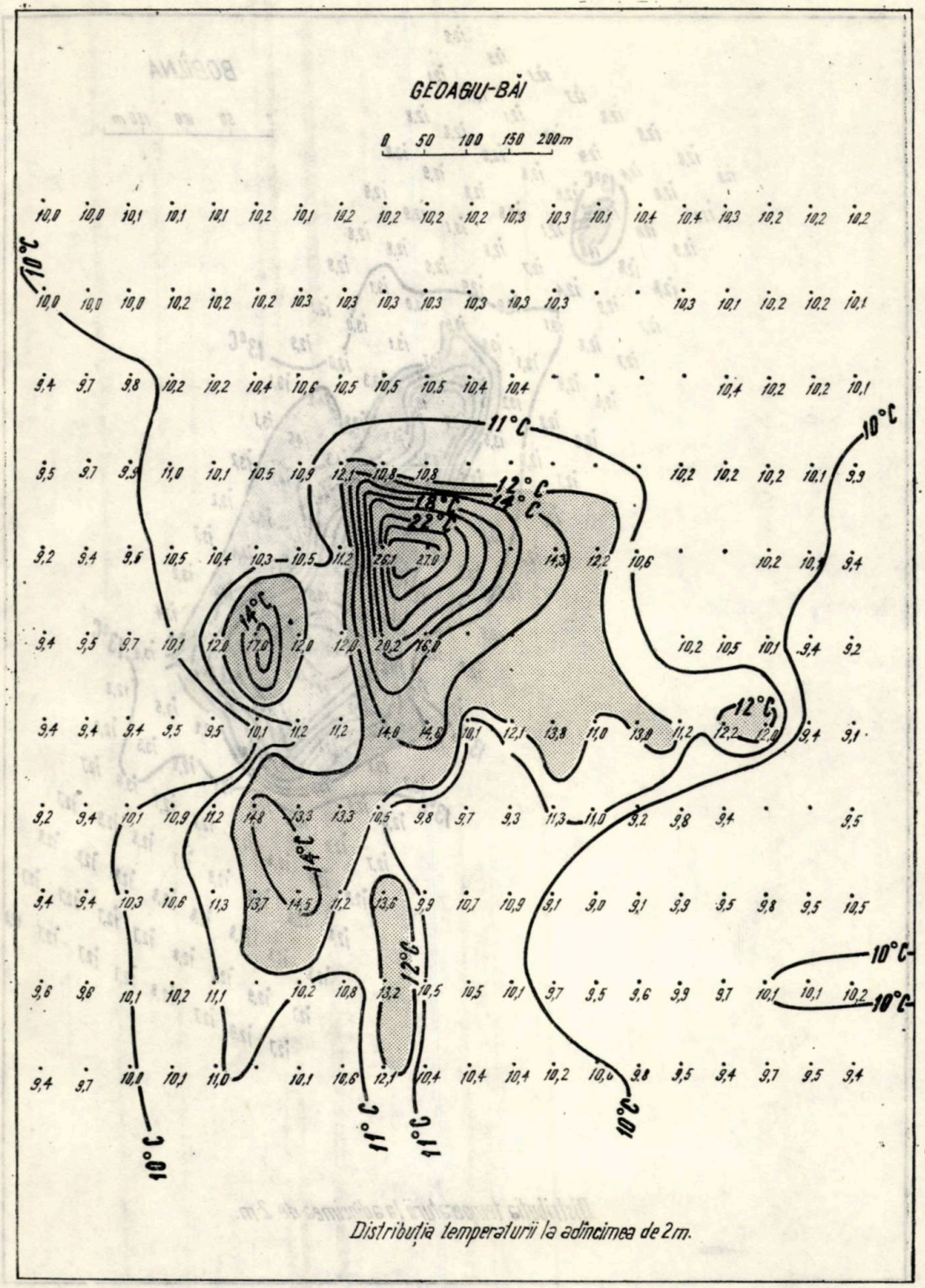
Faţă de geoizoterma de 10°C, este de remarcat că, în timp ce fondul zonei Geoagiu-Băi se apropie de această valoare (fig. 2), fondul termic la Bobîlna şi Rapolţel oscilează în jurul valorii de 12,8 şi, respectiv, 12,4°C (fig. 3 şi 4). Se sugerează, astfel, prezenţa unei anomalii geotermice cu caracter regional, a cărei formă şi extindere nu poate fi stabilită cu metodica de măsură utilizată, dar care pare să aibă o amplitudine mai mare (+2,5°C) în zona Bobîlna-Rapolţel.

Fondul relevat de harta geotermică a zonei Călan (fig. 5), are valori de 14,5—15,5°C. Dacă se ţine seama de perioada diferită din cursul anului cînd au fost realizate aici măsurătorile, deci de diferenţa în propagarea undei de temperatură de suprafaţă, atunci valorile obţinute, pentru fondul termic al zonei Călan, devin comparabile cu zonele Rapolţel şi Bobîlna.

Anomalii geotermice locale. La Geoagiu-Băi, geoizoterma de 12°C închide anomalii geotermice locale, a căror formă şi distribuţie sugerează existenţa unui sistem de fisuri şi fracturi, constituind căi preferenţiale de circulaţie a apelor calde către suprafaţă. Pot fi distinse două astfel de zone preferenţiale, orientate aproximativ N—S.

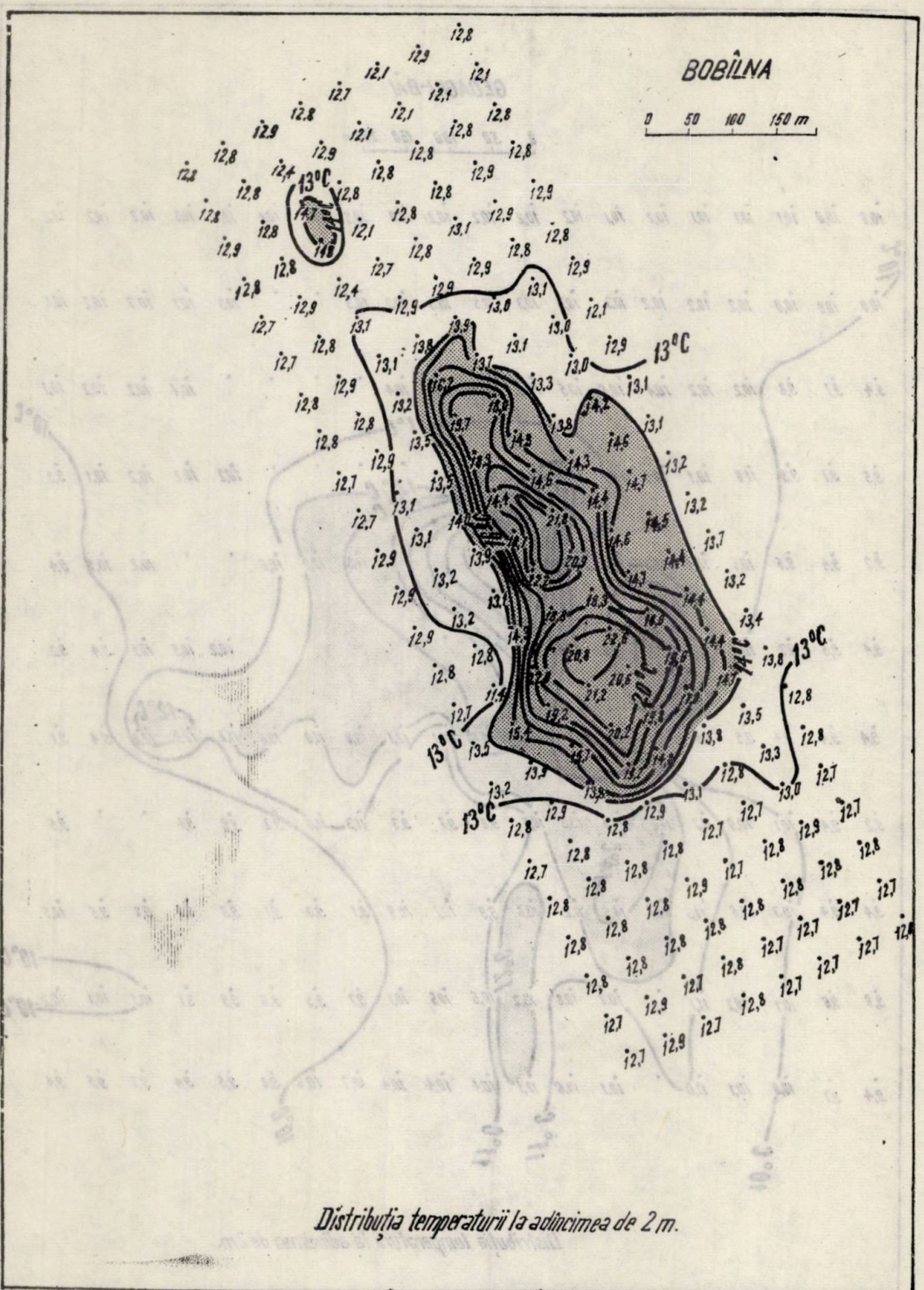
Valorile cele mai ridicate ale temperaturii au fost măsurate în vecinătatea izvoarelor din centrul staţiunii. Anomalia conturată, prezintă o tendinţă de extindere către est, cauza fiind atribuită infiltraţiilor de apă termală în orizonturi superficiale şi efectului de drenare către Valea Geoagiu.

Anomaliile locale de la Bobîlna şi Rapolţel, avînd asociate valori maxime pînă la 22°C, indică existenţa unor accidente tectonice orientate N NV—S SE, cu fracturi de sprijin constituind căi de acces pentru apele termomineralizate.



Distribuția temperaturii la adîncimea de 2m.

Fig. 2



Distribuția temperaturii la adîncimea de 2 m.

Fig. 3

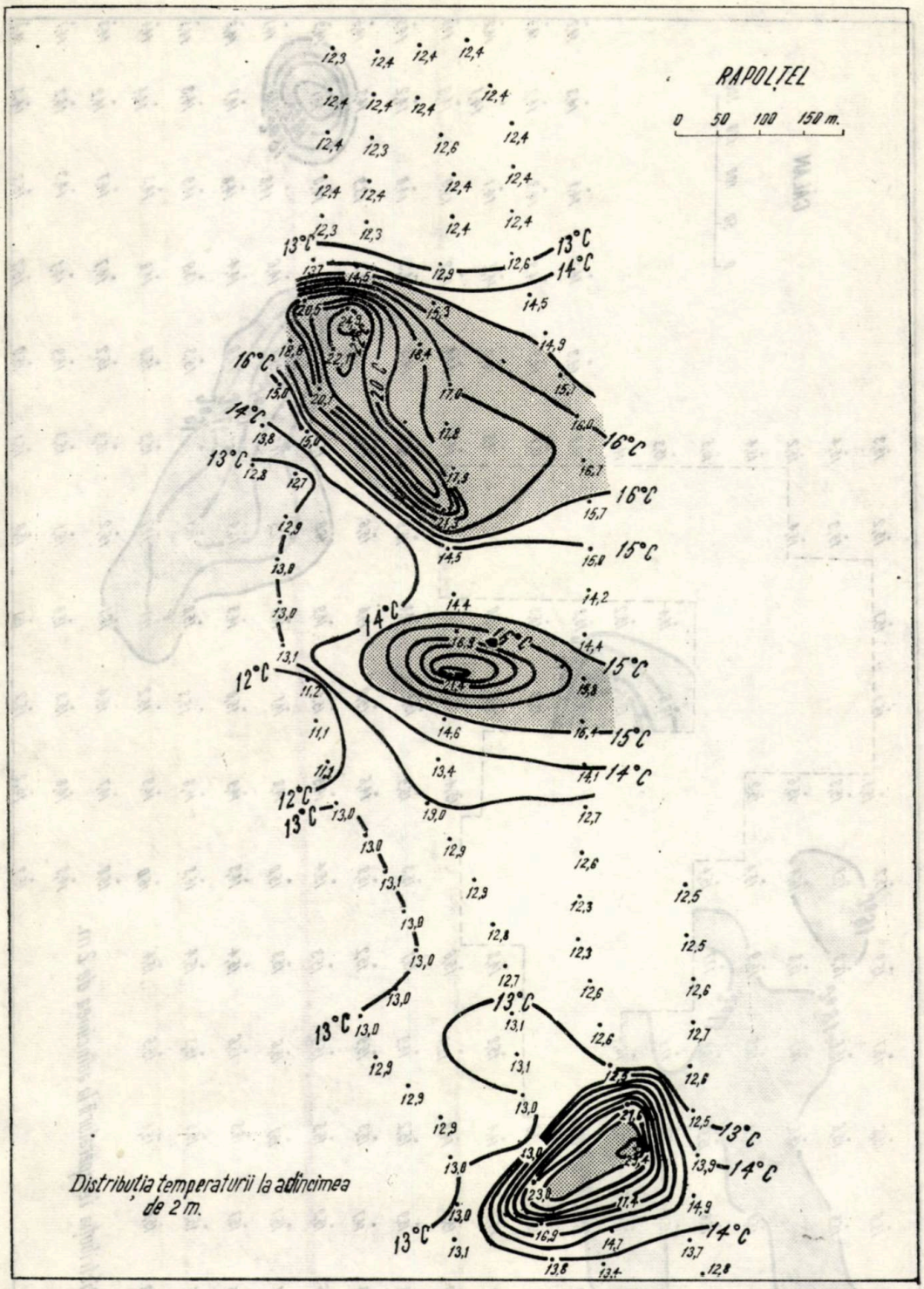

RAPOLȚEL
0 50 100 150 m.
Distribuția temperaturii la adîncimea de 2 m.

Fig. 4

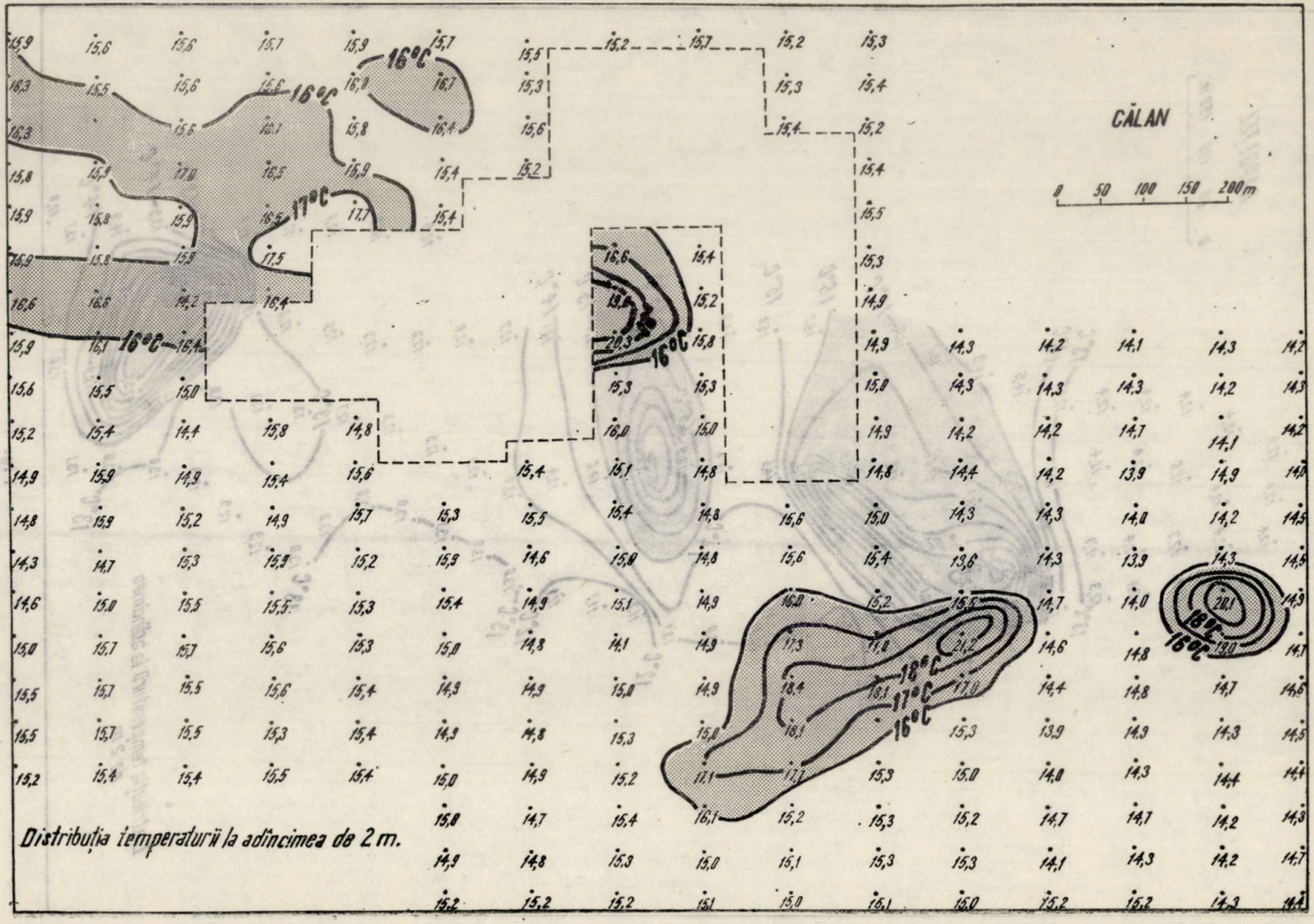

CĂLAN
0 50 100 150 200 m
16°C
17°C
18°C
Distribuția temperaturii la adîncimea de 2 m.

Fig. 5

CIRCULAȚIA APELOR TERMALE

Deoarece sursa anomaliilor geotermice, conturate în partea sudică a Munților Apuseni și în bazinul inferior al Streiului, este atribuită activității hidrotermale, trebuie deosebită prezența unei circulații regionale și a unei circulații locale a apelor termomineralizate, corespunzător tipurilor respective de anomalii.

Faptul că aria de aflorare a depozitelor carbonatice din Cristalinul de Rapolt și din Poiana Ruscă, pot constitui zone de alimentare pentru apele de adîncime din regiune, este demonstrat de datele geologice și geofizice (Berbeleac, 1964; Gheorghiu și colab., 1962; Ionescu și colab., 1963). Circulația acestor ape este asigurată de relativa continuitate a orizonturilor carbonatice în fundamentul Depresiunii Streiului. Din punct de vedere hidrogeologic, la scară regională, complexul rocilor filitice și al rocilor porfiroide este de așteptat să aibă o permeabilitate scăzută, dar zone de faliere pot constitui căi de circulație.

Depozitele cretacice și neogene, deși conțin unele orizonturi cu roci avînd porozitate remarcabilă, în totalitatea lor ele constituie o cuvertură impermeabilă.

Ținînd seama de aceste considerații, a fost imaginată o schemă ipotetică de circulație regională a apelor subterane (fig. 6). Conținutul ridicat în ioni de Ca și Mg, îndreptățește presupunerea unei circulații în orizonturile calcaroase și dolomitice, cu o permeabilitate secundară datorată fisurării și fenomenelor de carstificare.

Structura geologică a regiunii indică o afundare a depozitelor carbonatice pînă la adîncimi de 2000—3000 m sau chiar mai mult. Cum gradienții geotermici „normali", măsurați în regiune, sînt de ordinul a 25—35°C/km, temperatura apei în adîncime ar putea atinge 60°C.

Gradientul hidrodinamic creat de structură, ca și amestecul apelor reci cu cele calde, duce la apariția unor celule locale convective. Dispoziția spațială și forma acestor celule poate fi intuită din considerații termo și hidrodinamice, aplicate unor modele idealizate de elemente structurale (monoclin faliat, sinclinal, etc.)

În unele locuri, unde situația geologică particulară permite circulația în cadrul celulelor convective are loc în ciclu deschis, pe fracturi și se evidențiază la suprafață prin izvoarele caracterizate de mineralizare redusă și termalitate moderată, de la Geoagiu, Bobîlna, Rapoltel și Călan.

Un model de celule convective în ciclu deschis, deci unde există un aport de ape reci de suprafață, a fost imaginat pentru stațiunea Geoagiu-Băi (fig. 7). Atît distribuția temperaturii la 2 m adîncime, cît și temperatura apei din izvoare și foraje, indică direcția V—E de circulație în calcarele cristaline și depozitele acoperitoare, iar datele geochimice și forma anomaliei geotermice, sugerează prezența a două celule locale, legate de două falii, din care numai una atinge suprafața.

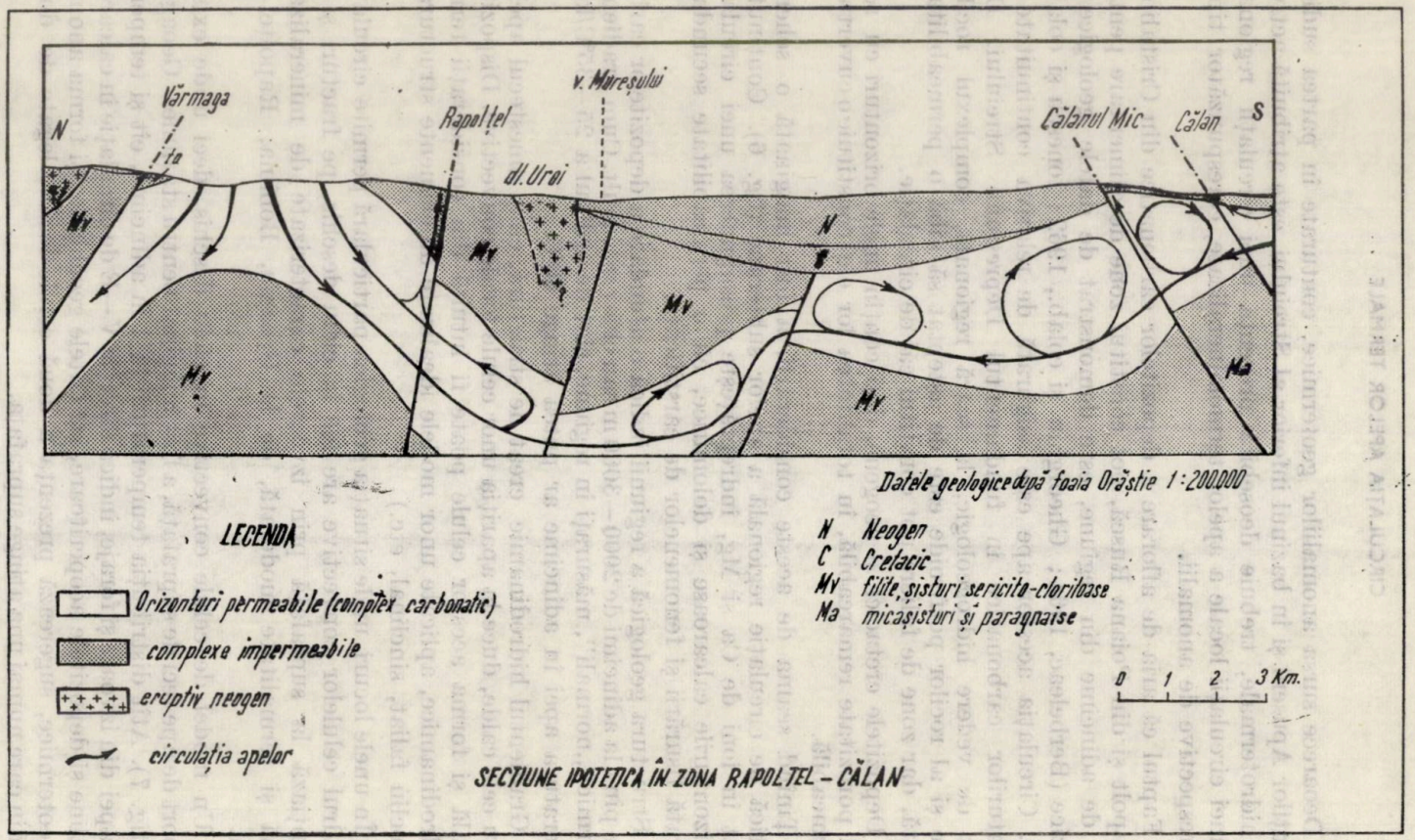

N
Vărmaga
ita
Rapoltel
v. Mureșului
dl. Urai
Călanul Mic
Călan
S
Mv
N
Ma
Datele geologice după foaia Orăștie 1:200000
LEGENDA
Orizonturi permeabile (complex carbonatic)
complexe impermeabile
eruptiv neogen
circulația apelor
N Neogen
C Cretacic
Mv filite, șisturi sericito-cloritoase
Ma micașisturi și paragnaise
0 1 2 3 Km.
SECTIUNE IPOTETICĂ ÎN ZONA RAPOLTEL – CĂLAN

Fig. 6

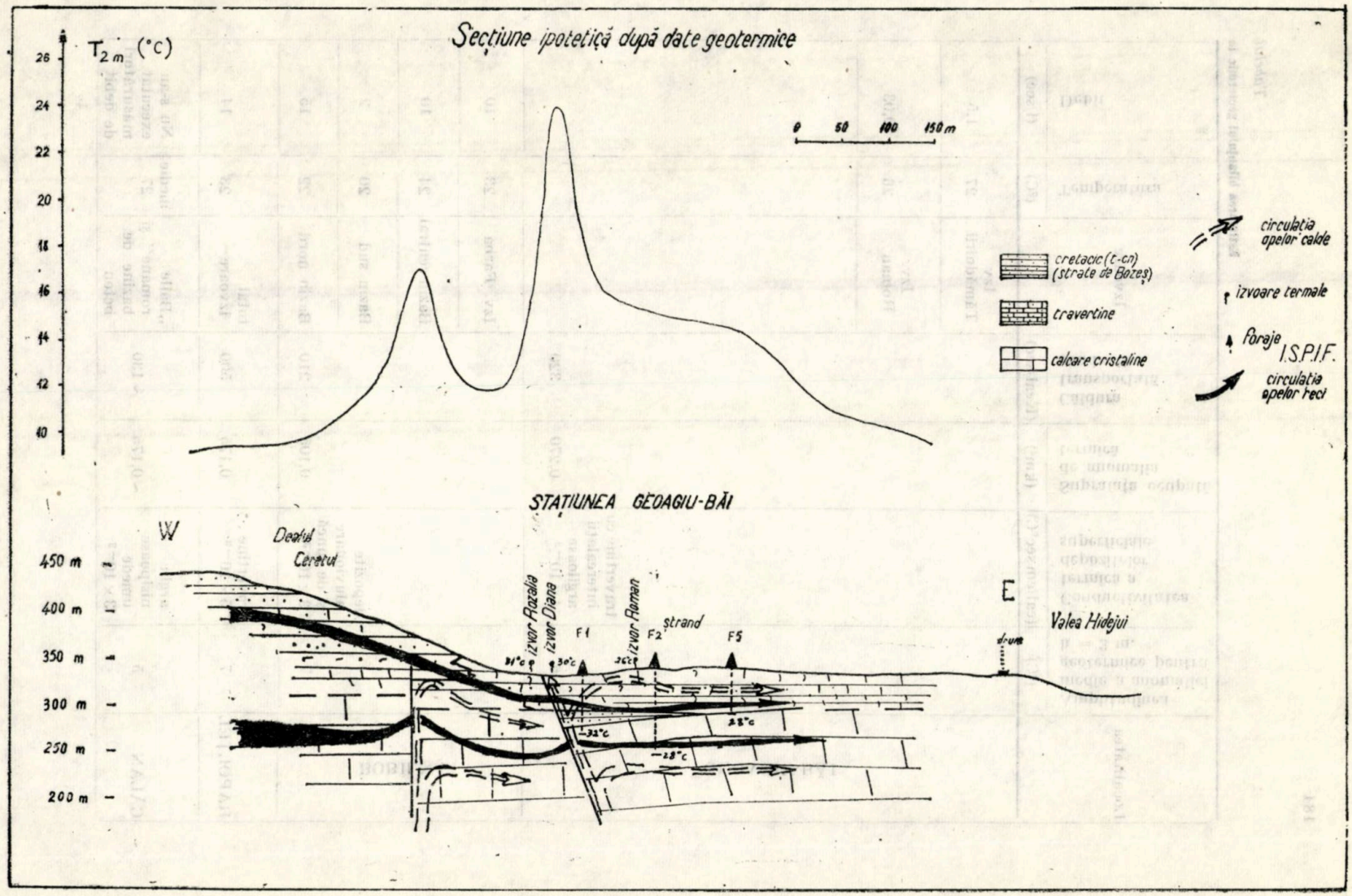

Secțiune ipotetică după date geotermice
T2 m (°C)
26
24
22
20
18
16
14
12
10
0 50 100 150 m
circulația apelor calde
cretacic (t-cn) (strate de Bozeș)
izvoare termale
travertine
foraje I.S.P.I.F.
calcare cristaline
circulația apelor reci
STAȚIUNEA GEOAGIU-BĂI
W
Dealul Ceretul
450 m
400 m
350 m
300 m
250 m
200 m
Izvor Razalia
Izvor Diana
Izvor Roman
F1
F2
F5
strand
E
Valea Hidejui
31°C
30°C
32°C
33°C
28°C
28°C

Fig. 7

Tabelul

Estimarea bilanțului geotermic în

Localitatea	Amplitudinea medie a anomaliei geotermice pentru h = 2 m. (°C)	Conductivitatea termică a depozitelor superficiale (cal/cm sec°C)	Suprafața ocupată de anomalia termică (km²)	Căldura transportată conductiv (Kcal/sec)	Izvoare	Temperatura (°C)	Debit (l/sec)
GEOAGIU-BĂI	6	travertine cu intercalații argiloase 4×10^{-3}	0,270	320	Izv Tămăduirii	27	1,5
					Izv. Roman	26	0,03
BOBÎLNA	7	depozite aluvionare și de luncă 3×10^{-3}	0,105	210	Izv. Farba	23	10
					Bazin central	24	10
					Bazin sud	20	2
					Bazin nord	22	15
RAPOLȚEL	7	travertine 5×10^{-3}	0,175	500	total izvoare	23	14
CĂLAN	5	argile nisipoase umede 3×10^{-3}	~0,175	~130	„Băile romane" și bazine de beton	medie 27	Nu s-au executat măsurători de debit

nr. 2

zona Geoagiu-Bobîlna-Rapoltel.

Foraje	Temperatura (°C)	Debit (l/sec)	Pierderi de căldură prin infiltrații în sedimente superficiale (Kcal/sec)	Căldura transportată convectiv (Kcal/sec)	Cantitatea totală de căldură (Kcal/sec)	Echivalentul energetic teoretic (MW)
F1 I.S.P.I.F.	32	11,0				
F2 I.S.P.I.F.	28	2,5				
F3 I.S.P.I.F.	27	11,5				
F5a I.S.P.I.F.	27	1,0	~200	~300	~920	~3,8
			~100	~570	~780	~3,2
			~50	~240	~810	~3,4

ESTIMAREA BILANŢULUI GEOTERMIC

Un element important al investigării geotermice, îl constituie estimarea cantităţii de căldură transportată în diverse moduri din adîncime şi disipată la suprafaţă. Bilanţul geotermic oferă nu numai posibilitatea aprecierii ordinului de mărime al energiei teoretic implicate în zonele geotermale respective, dar furnizează şi date care, completate cu măsurători ulterioare, pot evidenţia efectul în timp al exploatării acestor zone asupra activităţii hidrotermale naturale.

Căile diferite prin care cantitatea de căldură provenită din adîncime este transportată spre suprafaţă şi disipată aici, sînt în principal următoarele :

— fluxul geotermic conductiv prin roci ;

— fluxul convectiv prin transportul apei ;

— pierderi de căldură prin evaporare şi prin drenarea apei termale în depozitele superficiale.

Datorită faptului că forma anomaliilor geotermice locale din regiune a fost clar conturată, este posibil calculul cantităţii de căldură propagată conductiv din adîncime, pe unitatea de timp şi suprafaţă, care să justifice amplitudinea măsurată a anomaliilor respective (kappelmayer et al., 1974).

Cantitatea de căldură transportată covectiv, rezultă din consideraţii asupra debitului şi temperaturii măsurate pentru totalitatea surselor de apă termală din suprafaţa cercetată. Totodată, ţinînd seama de numărul surselor, pot fi apreciate pierderile de căldură, ca un procent aplicat cantităţii de căldură transportată convectiv.

Analiza datelor bilanţului geotermic, rezumate în tabelul 2, arată că, în zona Rapolţel fluxul conductiv este aproape dublu comparativ cu Bobîlna şi depăşeşte cu mai mult de 30% valoarea calculată pentru zona Geoagiu-Băi.

Cantitatea totală de căldură şi echivalentul energetic teoretic, prezintă valori apropiate pentru cele trei zone (Bobîlna, Rapolţel, Geoagiu), dar trebuie ţinut seama de aportul forajelor din zona Geoagiu care contribuie substanţial la atingerea unei valori de aproape 1000 Kcal/s.

Cifrele estimative menţionate în tabelul 2, oferă o primă idee, foarte generală, asupra posibilităţilor de exploatare energetică a apelor termale din partea sudică a Munţilor Apuseni şi sugerează faptul important că, aceste ape, chiar la adîncimi mari, nu pot avea temperaturi foarte ridicate.

Primit la redacţie
la 10 iunie 1976

BIBLIOGRAFIE

1. Arango, E. și colab. (1970), *Preliminary study on the Ruiz Geothermal Project.* Geothermics (special issue II). Pisa (Italy).
2. Berbeleac, I. (1964), *Cercetări geologice și petrografice în Cristalinul insulei de Rapolt.* D. S. Com. Geol. XLIX, București.
3. Gheorghiu C. și colab. (1962), *Date noi asupra structurii bazinului inferior al Streiului ca rezultat al cercetărilor geologice și geofizice.* An. Com. Geol. XXXII. București.
4. Ionescu, F. și colab. (1963), *Contribuții la cunoașterea fundamentului cristalin din bazinul Streiului.* Comunicare la Congresul V al Asociației Carpato-Balcanice.
5. Kappelmayer, C. și Haenel, R. (1974), *Geothermics with special reference to application.* Berlin.
6. Pricăjanu, A. (1972), *Apele minerale și termale din România.* Ed. tehnică. București.
7. Rădan, S. (1970), *Harta reliefului fundamentului cristalin din bazinul inferior al Streiului.* St. cerc. geol. geogr. seria geofiz. **8**, *2*, București.
8. Tomescu, C. și colab. (1969), *Contribuții la stratigrafia depozitelor neocretacice din Munții Apuseni de Sud.* St. cerc. geol. geofiz. geogr. seria geol. **14**, *1*, București.
9. Veliciu, S. (1974), *Geothermal contribution to the hydrogeological knowledge of Oradea area.* Rev. Roum. Geol. Geophys. et Geogr. Ser. Geophys **18**, Bucarest.

CONTRIBUTIONS TO THE KNOWLEDGE OF GEOTHERMAL MANIFESTATIONS IN THE SOUTHERN PART OF APUSENI MOUNTAINES AND STREI BASIN

(ABSTRACT)

Detalied two meters temperature surveys and geochemical studies were carried out at Geoagiu, Bobîlna, Rapolțel and Călan. The geothermal regime of the region has been studied and conclusions have been drawn regarding warm water circulation. The deep reservoir temperature seems to be round to 60°C and heat discharge within each local anomaly is 700—900 Kcal/sec.

CONTRIBUTIONS TO THE KNOWLEDGE OF GEOTHERMAL MANIFESTATIONS IN THE SOUTHERN PART OF APUSENI MOUNTAINS AND STREI BASIN

(ABSTRACT)

Detailed two meters temperature surveys and geochemical studies were carried out at Geoagiu, Bobâlna, Rapoltel and Călan. The geothermal regime of the region has been studied and conclusions have been drawn regarding warm water circulation. The deep reservoir temperature seems to be round to 80°C and heat discharge within each local anomaly is 700—900 Kcal/sec.

ASUPRA DISTRIBUȚIEI TEMPERATURII ÎN ADÎNCIME ÎN UNELE UNITĂȚI TECTONICE DIN ROMÂNIA

DE

CRIȘAN DEMETRSCU

Institutul de geologie și geofizică, București, Str. Caransebeș nr. 1

1. INTRODUCERE

În ultimii ani s-a conturat tot mai pregnant locul pe care îl ocupă studiile de flux termic printre investigațiile asupra originii și dezvoltării Pămîntului și ale caracteristicilor sale de suprafață ; totodată ele constituie cercetări de bază în zonele geotermale de interes economic.

După cum se știe, determinarea fluxului termic necesită cunoașterea distribuției pe verticală atît a conductivității termice a rocilor, cît și a temperaturii. Unele probleme legate de determinarea conductivității termice au fost discutate în lucrări anterioare [1], [2]. În ultimii ani s-au publicat date asupra distribuției temperaturii în adîncime pe teritoriul țării noastre, [3]—[7], care au contribuit la obținerea unei imagini a distribuției regionale a temperaturii la nivelele de 2 000 și 6 000 m s.n.m. Deși hărțile cu geoizoterme și, în special, gradienții geotermici prezentați în aceste lucrări au un caracter calitativ, dat de natura datelor primare folosite și de modul de prelucrare a acestora, lucrările citate reprezintă totuși încercări reușite de sistematizare la scară regională a numeroaselor date de temperatură provenite de la foraje.

Utilizarea termogramelor de carotaj în studiile geotermice se dovedește a fi inacceptabilă, în primul rînd din cauza preciziei scăzute a determinării temperaturii. Precizia obișnuită a unor astfel de determinări, suficientă pentru rezolvarea unor probleme tehnice, este de $\pm$ 0,5—1°C, ceea ce înseamnă că nu se poate obține nici o informație asupra gradientului și fluxului termic pe intervale mici, de 2—20 m, legate de existența straturilor de grosime mică cu proprietăți termice diferite. Etalonarea puțin precisă și măsurarea temperaturii în timpul deplasării termometrului în gaura de sondă contribuie într-o măsură însemnată la această precizie scăzută. Un al doilea motiv care face inutilizabile măsurătorile de carotaj în determinările geotermice îl constituie efectuarea măsurătorii la un timp prea scurt după oprirea forajului. Cele de mai sus sînt ilustrate și de o încercare anterioară de utilizare a termogramelor de carotaj în determinări de flux termic, [8], care nu a condus la valori concludente pentru acest parametru.

În lucrarea de față sînt prezentate unele rezultate obținute privind determinarea distribuției pe verticală a temperaturii în condițiile de precizie cerute de studiile de flux termic, în Carpații Orientali, Depresiunea Transilvaniei și Depresiunea Panonică. S-a mers pe linia construirii unui termometru de sondă de precizie ridicată și a efectuării măsurătorilor de temperatură în foraje în care cîmpul de temperatură a avut timp să revină la valori apropiate de cele dinaintea forării sondelor.

ST. CERC. GEOL., GEOGR., GEOFIZ., SERIA GEOFIZICĂ, TOM. 14, NR. 2, P. 189—198, BUCUREȘTI, 1976

2. DETERMINAREA TEMPERATURII ȘI A GRADIENTULUI VERTICAL AL ACESTEIA

Pentru măsurarea temperaturii în gaura de sondă se pot folosi atît termometre cu mercur, cît și termometre electrice. Fragilitatea, modul de lucru greoi, timpul lung de așteptare pentru atingerea echilibrului, imposibilitatea principială a detectării unor inversiuni de gradient — principalele dezavantaje ale termometrelor de maxim cu mercur — au înclinat balanța în favoarea termometrelor electrice, bazate pe variația rezistenței unui conductor sau semiconductor cu temperatura.

Pînă la apariția termistoarelor, în măsurătorile geotermice au fost mult folosite termometrele cu rezistență de platină. Montajele potențiometrice sau cu punte Wheatstone pot asigura o precizie ridicată a măsurătorilor, dar cerințele impuse cablului de legătură și necesitatea lucrului în condiții de teren cu aparatură de mare sensibilitate limitează foarte mult utilizarea lor în studiile de flux termic. În carotajul geotermic se lucrează în mod curent cu asemenea termometre, bineînțeles fără pretenții asupra preciziei impuse în studiile geotermice.

În prezent sînt foarte mult utilizate termometre cu termistoare, care au, față de cele cu rezistență metalică, avantajul unei rezistențe nominale ridicate (de ordinul miilor de ohmi) și al unui coeficient mare de variație cu temperatura (4—5%/K). În felul acesta rezistența cablului de legătură și, mai ales, variația acesteia cu temperatura pot fi neglijate; se poate folosi un cablu mai ușor, care poate avea numai două fire atunci cînd izolația este bună. Se simplifică, de asemenea, condițiile de măsurare la suprafață, precizia de 0,01°C putînd fi atinsă ușor cu orice punte Wheatstone cu cinci sau chiar cu patru decade (variația de 0,01°C conduce la o variație a rezistenței de 5—20 Ω).

Avantajele termistoarelor în raport cu celelalte tipuri de traductoare ne-au determinat să optăm, în cadrul lucrărilor noastre, pentru realizarea unui termometru de sondă cu termistor.

În construcția termometrului s-au utilizat termistoare miniatură de tip perlă executate la Facultatea de fizică din Cluj-Napoca și la Institutul de fizică București. Termistoarele au fost etalonate prin măsurarea rezistenței acestora la mai multe temperaturi din domeniul util. Rezistența s-a măsurat cu o punte Wheatstone tip P-333, a cărei clasă de precizie (0,5) a fost îmbunătățită prin comparare cu o cutie de rezistențe tip P-326, de clasa 0,02; în plus, întrucît indicațiile punții sînt valabile la 20°C, s-a determinat variația cu temperatura a rezistențelor din punte, în vederea corectării măsurătorii de rezistență funcție de temperatura mediului ambiant.

Stabilitatea în timp a constantelor termistoarelor utilizate a fost verificată în laborator prin măsurători de control înainte și după măsurătoarea efectuată la sonde, precum și prin etalonări repetate la diferite intervale de timp, dovedindu-se a fi excelentă (driftul mai mic de 0,01°C/lună).

Termistoarele au fost montate în sonde de construcție specială, care au asigurat robustețea necesară lucrărilor în gaura de sondă, fără să conducă la mărirea apreciabilă a inerției termice a termometrului. De altfel, sistemul de lucru adoptat și anume efectuarea măsurătorilor în

puncte discrete, cu timp suficient de așteptare (3—5 minute), elimină complet erorile datorate inerției termice.

Pentru realizarea legăturii între termistor și puntea Wheatstone s-a utilizat un cablu tip MPSY, construit din fire de oțel și cupru, cu înveliș PVC. S-a optat pentru acest cablu întrucît posedă o rezistență mecanică suficient de mare (500 kg), combinată cu dimensiuni reduse (Ø = 2,5 mm, greutate = 0,01 kg/m) și rezistență electrică mică (0,073 Ω/m).

S-a putut realiza astfel un termometru de sondă de gabarit redus (troliul cu 1000 m cablu bifilar, împreună cu termometrul și lestul, cîntăresc cca 25 kg), condiție esențială pentru lucrul în zone cu relief accidentat și acces dificil, ca și în cazurile în care instalațiile de la gura puțului sînt demontate .

Temperatura în punctul în care s-a făcut măsurătoarea se calculează cu ajutorul relației

$$T = \frac{B}{\ln(R_m + P - R_c) - A} - 273{,}16,$$

în care A și B sînt constantele termistorului, R_m este rezistența indicată de punte, P — corecția pentru temperatura la care lucrează puntea, R_c — rezistența cablului.

Ținînd cont de diferiții factori expuși mai sus, considerăm că termometrul construit asigură, fără vreo precauție specială, o precizie de măsurare a temperaturii apropiată de cea a etalonării ($\pm$ 0,03°C), suficientă pentru necesitățile studiilor geotermice avute în vedere.

Înafară de erorile de măsură propriu-zise, determinarea temperaturii și a gradientului vertical sînt afectate de erori datorate perturbării cîmpului natural de temperatură de către operațiunea de forare a sondei, în special prin acțiunea fluidului de foraj ca o sursă de căldură pe toată durata forajului. În general, un foraj trebuie lăsat fără circulație un timp de 2—20 ori mai mare decît durata forării, pentru a se putea obține valori neperturbate ale temperaturii [9]—[12]. Gradientul termic revine la valoarea inițială de cîteva ori mai repede decît temperatura, fiind mai puțin afectat de operația de forare. El poate totuși diferi destul de mult de cel natural atunci cînd temperatura a fost măsurată imediat după oprirea forajului. Datele din literatură, [13], [14], și calcule proprii pe modele, [8], indică corecții ce pot atinge + 40—50% pentru gradientul termic determinat în astfel de condiții.

Valorile neperturbate ale temperaturii și gradientului termic pot fi estimate avînd la dispoziție două sau mai multe măsurători de temperatură efectuate în aceeași gaură de sondă la diferite intervale de timp [10], [14], [15]. Din păcate, regulamentele actuale, care prevăd astuparea cu ciment a forajelor îndată după terminarea lor, limitează extrem de mult posibilitățile de găsire a unor sonde disponibile pentru astfel de măsurători. Așa se și explică faptul că s-au publicat foarte puține date experimentale legate de această problemă.

Unele date experimentale proprii privind efectul lucrărilor de foraj asupra cîmpului termic din zona forajului și refacerea acestuia după oprirea lucrărilor au fost discutate pe larg cu altă ocazie [16]. Pentru a

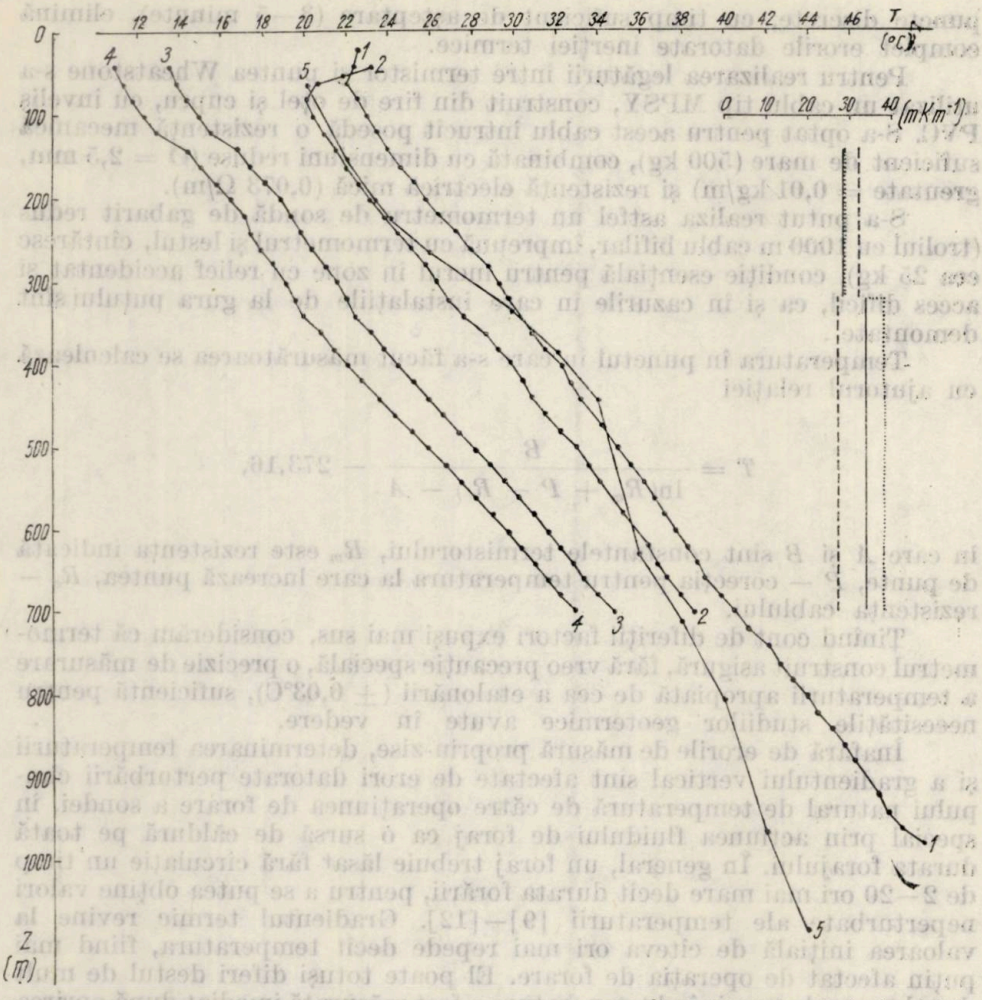


Fig. 1. — Efectul lucrărilor de foraj asupra temperaturii și gradientului geotermic în forajul 1 Măgherani. 1, 2, 3 — temperatura măsurată la 6, 13 și respectiv 113 zile după oprirea forajului; 4 — temperatura extrapolată; 5 — temograma de carotaj. Linia întreruptă — gradientul geotermic corespunzător primei măsurători; linia plină — gradientul corespunzător celei de a treia măsurători; linia punctată — gradientul neperturbat calculat.

realiza importanța acestui efect în determinările geotermice, redăm în figura 1 rezultatele obținute în cazul măsurării repetate a temperaturii în forajul 1-Măgherani. Curbele 1—3 reprezintă temperatura măsurată la 6, 13 și respectiv 113 zile după oprirea forajului, curba 4 reprezintă temperatura neperturbată, calculată după metodele citate mai sus, iar 5 termograma de carotaj efectuată la două zile după oprirea forajului. Sînt reprezentați și gradienții geotermici medii pentru intervalele 140—320 m și 340—700 m corespunzători primei (linie întreruptă) și celei de a treia măsurători (linie plină), precum și gradientul neperturbat calculat (linie punctată). Se pot constata modificări ale temperaturii de pînă la 10°C.

Gradientul termic este și el puternic afectat, pentru intervalul 340—700 m de exemplu, reprezentînd 74% din valoarea inițială la 6 zile, 84% la 13 zile și 93% la 113 zile după oprirea forajului.

În cazul forajelor cu sapă cu diamante, caracterizate prin diametre mici și debit slab al fluidului de foraj, perturbarea temperaturii și a gradientului nu este importantă, măsurătorile dînd valori apropiate de cele inițiale la un timp foarte scurt după oprirea forajului (10—20 ore); fac excepție zonele de la suprafață și fund, în care diferențele sînt mai mari [11]. Factorul determinant este debitul fluidului de foraj, de ordinul 30—100 l/min, în cazul forajului cu diamante, și 2000—3000 l/min, în cazul forajului rotativ.

3. DISTRIBUȚIA TEMPERATURII ÎN ADÎNCIME ÎN UNELE UNITĂȚI TECTONICE DIN ROMÂNIA

Cu ajutorul termometrului descris mai sus s-au efectuat măsurători de temperatură în foraje din Depresiunea Panonică, Depresiunea Transilvaniei, Munții Gurghiu-Harghita și zona cristalină a Carpaților Orientali. Debitul fluidului de foraj, diametrul găurilor, precum și intervalul scurs între oprirea forajului și executarea măsurătorii de temperatură se încadrează în limitele convenabile unor determinări geotermice corecte. Adîncimea maximă investigată a fost de 1000 m, determinată de lungimea cablului disponibil.

Rezultatele măsurătorilor sînt redate în figurile 2 și 3, care prezintă variația temperaturii cu adîncimea în forajele cercetate. Se poate vedea imediat diferența de regim termic între diversele unități tectonice.

Această diferență este ilustrată cantitativ, în primul rînd, de temperaturile întîlnite la diferite nivele. Astfel, la 500 m adîncime temperatura este de 14—16°C în cristalinul Carpaților Orientali, 24—26°C în zona vulcanismului neogen, 24—28°C în Depresiunea Transilvaniei, cca 36°C în partea de nord a Depresiunii Panonice și cca 42°C în partea de sud a acesteia. La 1000 m adîncime putem conta pe temperaturi ce ating 42°C în Depresiunea Transilvaniei și 65°C în Depresiunea Panonică.

În al doilea rînd, la ilustrarea cantitativă a diferenței între regimurile geotermice din unitățile tectonice investigate contribuie și gradienții geotermici. Determinarea variației pe verticală a temperaturii în aceeași gaură de sondă a permis determinarea cantitativă precisă a gradienților geotermici în intervalul de adîncime cercetat, depășindu-se astfel faza estimărilor în calcularea acestui parametru important în studiile geotermice.

După cum se știe, valoarea gradientului geotermic depinde de conductivitatea termică a rocilor ce constituie formațiunea considerată. O detaliere a rezultatelor pînă la intervalele de 10—20 m la care s-au făcut măsurătorile de temperatură nu este deocamdată de interes. Menționăm că variația gradientului de la o secțiune la alta poate fi destul de mare, după cum se poate vedea în exemplul din figura 4, ce se referă la forajul 1-Măgherani. Cu linie punctată este figurat gradientul pe intervale de

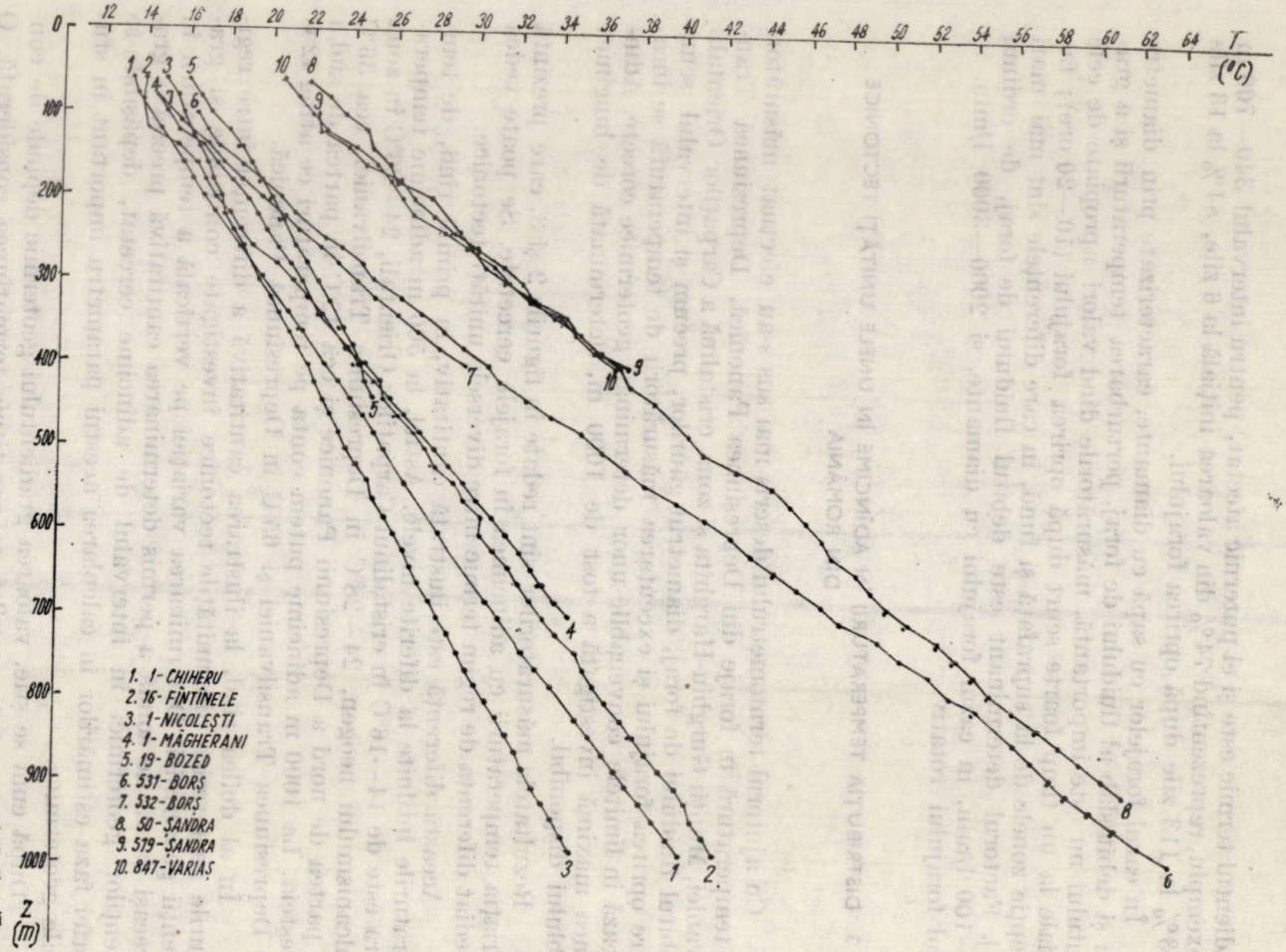


Fig. 2. — Temperatura în foraje din Depresiunea Panonică și Depresiunea Transilvaniei

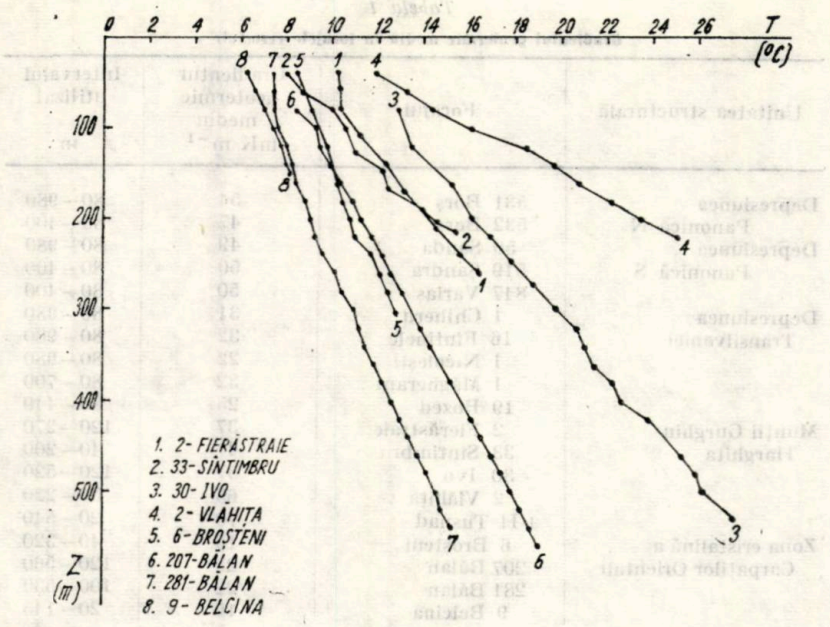


Fig. 3. — Temperatura în foraje din Carpații Orientali.

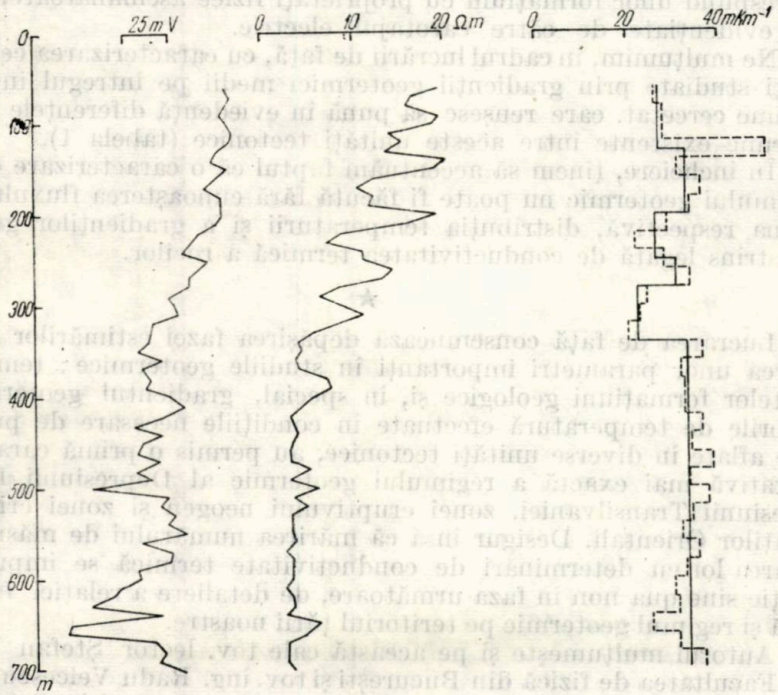


Fig. 4. — Gradientul geotermic în forajul 1 Măgherani.

Tabela 1

Gradientul geotermic mediu în forajele cercetate

Unitatea structurală	Forajul	Gradientul geotermic mediu mK m^{-1}	Intervalul utilizat m
Depresiunea Panonică N	531 Borș	54	80—980
	532 Borș	47	80—400
Depresiunea Panonică S	50 Șanda	49	80—980
	519 Șandra	50	80—400
	847 Variaș	50	80—400
Depresiunea Transilvaniei	1 Chiheru	31	80—980
	16 Fîntînele	32	80—980
	1 Nicolești	22	80—980
	1 Măgherani	32	80—700
	19 Bozed	25	80—440
Munții Gurghiu-Harghita	2 Fierăstraie	37	120—270
	33 Sîntimbru	41	40—200
	30 Ivo	37	120—520
	2 Vlăhița	63	30—220
	1-H Tușnad	70	20—540
Zona cristalină a Carpaților Orientali	6 Broșteni	15	40—320
	207 Bălan	22	120—560
	281 Bălan	22	100—530
	9 Belcina	19	20—145

20 m, iar cu linie plină gradientul termic mediat pe intervale de adîncime ce corespund unor formațiuni cu proprietăți fizice asemănătoare, așa cum apar evidențiate de către carotajul electric.

Ne mulțumim, în cadrul lucrării de față, cu caracterizarea celor patru unități studiate prin gradienții geotermici medii pe întregul interval de adîncime cercetat, care reușesc să pună în evidență diferențele de regim geotermic existente între aceste unități tectonice (tabela 1).

În încheiere, ținem să accentuăm faptul că o caracterizare completă a regimului geotermic nu poate fi făcută fără cunoașterea fluxului termic în zona respectivă, distribuția temperaturii și a gradienților geotermici fiind strîns legată de conductivitatea termică a rocilor.

★

Lucrarea de față consemnează depășirea fazei estimărilor în determinarea unor parametri importanți în studiile geotermice : temperatura diferitelor formațiuni geologice și, în special, gradientul geotermic. Măsurătorile de temperatură efectuate în condițiile necesare de precizie în foraje aflate în diverse unități tectonice, au permis o primă caracterizare cantitativă mai exactă a regimului geotermic al Depresiunii Panonice, Depresiunii Transilvaniei, zonei eruptivului neogen și zonei cristaline a Carpaților Orientali. Desigur însă că mărirea numărului de măsurători și corelarea lor cu determinări de conductivitate termică se impune ca o condiție sine qua non în faza următoare, de detaliere a relației între tectonică și regimul geotermic pe teritoriul țării noastre.

Autorul mulțumește și pe această cale tov. lector Ștefan Pătrășcu de la Facultatea de fizică din București și tov. ing. Radu Velcescu, Alexandru Dordea și Nicolae Moraru de la Institutul de geologie și geofizică pentru

discuțiile utile purtate și sprijinul acordat în realizarea termometrului de sondă, precum și conducerii întreprinderilor care au executat forajele cercetate, pentru permisiunea și sprijinul în efectuarea măsurătorilor de temperatură.

ON THE TEMPERATURE-DEPTH DISTRIBUTION IN SOME TECTONIC UNITS IN ROMANIA

ABSTRACT

The paper presents some results concerning the temperature-depth distribution in the Pannonian Depression, Transylvanian Depression, the neogene volcanic area and the crystalline zone of the Eastern Carpathians. A light weight thermistor bore hole thermometer of high accuracy ($\pm$ 0.03°C) was built and used. The measurements were taken only in holes allowed to rest long enough after the drilling ceased, in order to avoid errors due to the effect of the drilling process on the natural temperature field. A discussion is made on the peculiarities of the thermal regime of the investigated units, as rendered evident by the measured temperatures and gradients.

BIBLIOGRAFIE

1. C. Demetrescu, *Conductivitatea termică a unor roci din România*. St. cerc. geol. geofiz. geogr., seria geofiz., **11**, *2*, 255—262 (1973).
2. C. Demetrescu, *Determinarea conductivității termice a rocilor prin măsurători pe fragmente de rocă*. Stud. tehn. econ., seria D (Prosp. Geofiz.), *12* (1976).
3. V. Negoiță, *Étude sur la distribution des températures en Roumanie*. Rev. Roum. Géol. Géophys. et Géogr., Série de Géophysique, **14**, *1*, 25—30 (1970).
4. M. Cristian, L. Dogaru, T. St. Mocuța, *Cu privire la variația temperaturii rocilor din principalele provincii petrogazeifere din Republica Socialistă România*, Petrol și Gaze, **20**, *8*, 578—581, (1969).
5. M. Cristian, L. Dogaru, T. St. Mocuța, *Considerații asupra regimului termic al sondelor de mare adîncime din Republica Socialistă România*, Petrol și Gaze, **22**, *9*, 522—527 (1971).
6. D. Paraschiv, M. Cristian, *Asupra particularităților regimului geotermic în nord-estul Depresiunii panonice*. Petrol și Gaze, **24**, *11*, 655—660 (1973).
7. D. Paraschiv, M. Cristian, *Cu privire la particularitățile regimului geotermic din sud-estul Depresiunii panonice*. Petrol și Gaze, **26**, *3*, 101—105 (1975).
8. C. Demetrescu, *Valori preliminare ale fluxului termic în Transilvania*. St. cerc. geol. geofiz. geogr., Seria geofiz., **11**, *1*, 13—21 (1973).
9. J. C. Jaeger, *Numerical values for the temperature in radial heat flow*. J. Math. Phys., **34**, *4*, 316—322 (1956).
10. A. H. Laghenbruch, M. C. Brewer, *Dissipation of the temperature effect of drilling a well in Arctic Alaska*. Geological Survey Bulletin, 1083-C, 73—109 (1959).
11. J. C. Jaeger, *The effect of the drilling fluid on temperatures measured in bore holes*. J. Geophys. Res., **66**, *2*, 563—570 (1961).

12. I.M. Kutasov, E. A. Lubimova, F. V. Firsov, *Skorost vosstanovlenia temperaturnogo polia v skvajinah Kolskogo Poluostrova*. Problemî glubinnogo teplovogo potoka, Moskva, Izd. Nauka, 1966, p. 74—87.
13. V. Čermák, M. Krešl, I. Veselý, *Experimental determination of the coefficient of heat transfer during hole boring and the re-establishement of the temperature field equilibrium*. Earth Planet. Sci. Letters, **5**, *3*, 153—158 (1968).
14. I. M. Kutasov, *Opredelenie temperaturi gornih porod pri nedostatocinoi vistoike skvajini*. Razvedka i ohrana nedr, *2*, 32—36 (1971).
15. I. M. Kutasov, *Die Bestimmung der Zeit zur Errichtung des Temperaturgleichgewichtes und des geotermischen Gradienten in Tiefbohrungen*. Freiberger Forschungshefte, C-238, 55—61 (1968).
16. C. Demetrescu, *Cu privire la efectul lucrărilor de foraj asupra cîmpului termic natural*. Stud. tehn. econ., Seria D (Prosp. Geofiz.), *12*, (1976).

CARACTERISTICA DE SENSIBILITATE SPAȚIALĂ A APARATELOR ȘI DISPOZITIVELOR DE MĂSURĂ GEOFIZICE

DE

DINU ȘTEFĂNESCU

Universitatea București

1. În definirea noțiunii de caracteristică de sensibilitate spațială a aparatelor și dispozitivelor de măsură geofizice avem în vedere că valorile măsurate sau mărimile calculate în urma măsurătorilor (rezistivitatea electrică aparentă, gravitatea observată etc.) reprezintă, cel mai adesea, valori medii ponderate corespunzătoare diverselor contribuții ale eterogeneităților subsolului. În „formarea" valorii pe care aparatura geofizică o furnizează, are loc un adevărat proces de integrare în cursul căruia diverse domenii spațiale, situate în poziții diferite în raport cu dispozitivul sau aparatul de măsură folosit, la distanțe deosebite, participă cu ponderi distincte. În unele cazuri, ca de exemplu în gravimetrie sau magnetism, este relativ ușor de dedus, cel puțin calitativ, contribuția fiecărui domeniu spațial. Astfel, după cum se cunoaște, influența unor eterogeneități situate în apropierea aparatului de măsură este cu mult mai însemnată decît aceea a unor eterogeneități similare, situate la distanță mare. O apreciere asemănătoare este însă mult mai puțin evidentă în cazul unor dispozitive de măsură de tipul celor folosite în prospecțiunea electrometrică în curent continu care constau din 4 electrozi cu roluri diferite și a căror geometrie poate fi foarte variată. În astfel de situații, problema modului cum se „formează" valoarea măsurată este esențială, deoarece de ea sînt legate în mod nemijlocit concepte fundamentale ale prospecțiunii electrice în curent continuu ca de exemplu adîncime de investigare, punct de raportare a valorii obținute din măsurătoare, raport semnal/zgomot etc.

Ca o confirmare a interesului prezentat de această problemă, amintim contribuțiile unor cercetători (ROY A., APPARAO A., 1971) la definirea noțiunii de adîncime de investigație plecînd tocmai de la ponderea diferită a diverselor domenii spațiale, pondere pe care autorii o studiază în cazul mediului stratificat. Implicații practice sînt imediate; în geofizica de sondă acest mod de punere a problemei (ROY. A., DHAR R. L., 1971) a condus la rezultate parțial neașteptate ceea ce a provocat o adevărată dispută științifică (MORAN J. H., 1972; ROY A., DHAR R. L., 1972).

În lucrarea de față ne-am propus să investigăm cazul de o extremă generalitate a unui mediu eterogen tridimensional la suprafața căruia este amplasat aparatul sau dispozitivul. Pentru caracterizarea acestuia introducem caracteristica de sensibilitate spațială care este o reprezentare grafică a ponderilor cu care intră diversele zone ale semispațiului în valoarea medie a mărimii studiate. Pentru obținerea ei, se explorează spațiul din jurul aparatului sau dispozitivului cu un mic corp de probă înregistrîndu-se totodată efectul, fie prin măsurare directă, fie (ceea ce este mai comod și mai ușor de realizat) prin calcul.

ST. CERC. GEOL., GEOGR., GEOFIZ., SERIA GEOFIZICĂ, TOM 14, NR. 2, P. 199–212, BUCUREȘTI, 1976

De la început trebuie să precizăm că aceste caracteristici urmează să fie privite diferit, în funcție de mărimea studiată.

În cazul cîmpurilor geofizice naturale, care se bucură de proprietatea de aditivitate, aceste caracteristici redau *cu exactitate* ponderile diverselor compartimente spațiale. Ele nu depind în niciun fel de structura subsolului, sînt absolut independente de relief reflectînd numai caracteristicile aparatului de măsură sau, după cum vom vedea, caracteristicile aparatului plus caracterul eventualelor prelucrări ulterioare ale datelor.

În cîmpurile geofizice provocate, în prospecțiunea electrică în particular unde principiul „cauze cumulate conduc la efecte cumulate" nu mai este valabil, caracteristica de sensibilitate spațială redă *cu aproximație* comportarea dispozitivului. În aceste cazuri, caracteristica reală se modifică odată cu modificarea structurii mediului prospectat. Cu toate acestea, caracteristicile de sensibilitate spațială se arată a fi de un real folos în compararea diferitelor dispozitive între ele, în alegerea unui dispozitiv adecvat pentru o problemă dată ca și pentru predicția rezultatelor probabile în proiectarea unor lucrări de prospecțiune.

2. Să analizăm sensibilitatea spațială a unui gravimetru. Prin construcție, în realizarea echilibrului sistemului elastic intervine numai componenta verticală a forței de atracție newtoniene f, mai exact produsul $\bar{f}.\bar{R} = fR \cos \alpha$ (fig. 1). Dacă f este determinat de corpul de probă, realizat sub forma unei mase punctuale unitare, atunci ecuația unor suprafețe de egală sensibilitate a gravimetrului este :

$$\bar{f}.\bar{R} = fR \cos \alpha = G\frac{1}{R^2} R \cos \alpha = G\frac{\cos\alpha}{R} = \text{const.}$$

în care G este constanta atracției universale.

Introducînd un sistem de coordonate, relația devine :

$$G\frac{z}{R^2} = G\frac{z}{x^2 + z^2} = \text{const.}$$

Notînd :

$$\frac{z}{x^2 + z^2} = \frac{1}{a}$$

rezultă :

$$x^2 + z^2 - az = 0$$

sau

$$x^2 + \left(z - \frac{a}{2}\right)^2 = \frac{a^2}{4}.$$

Recunoaștem ecuațiile unor cercuri ce trec prin origine, avînd centrul la adîncimea $z = a/2$, pe axa verticală (fig. 2).

După cum se poate observa, sensibilitatea maximă a gravimetrului se manifestă pe verticală și în orice caz, efectul unor corpuri superficiale este mai mare decît al celor adînci. Efectele orizontale sînt în mare parte

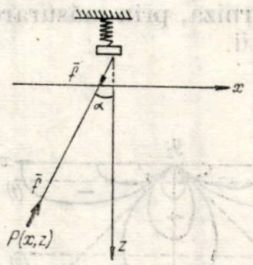


Fig. 1. — Calculul sensibilității gravimetrului.

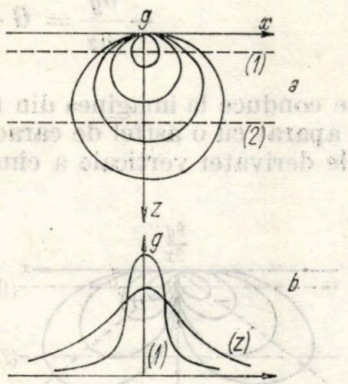


Fig. 2 — *a*. Caracteristica de sensibilitate a gravimetrului. *b*. Anomalia gravității provocată de un corp superficial (1) și adînc (2).

atenuate; gravimetrul se comportă ca un aparat suficient de „directiv" pe verticală.

Din figură se poate constata că, pe baza caracteristicilor de sensibilitate, pot fi deduse binecunoscutele curbe de variație ale lui g la trecerea cu gravimetrul peste un corp izometric superficial sau adînc, în contrast de masă cu mediul înconjurător.

3. Să presupunem că valorile măsurate cu gravimetrul sînt prelucrate. Un exemplu simplu de prelucrare este derivata orizontală $\frac{\partial g}{\partial x}$. După cum se poate constata, această operație conduce, în cazul celor două corpuri discutate mai sus, la curbele din figura 3. Totodată, prelucrarea valorilor măsurate este echivalentă cu modificarea caracteristicii de sensibilitate a gravimetrului. Aplicînd operatorul de derivare *, caracteristica de sensibilitate spațială devine (fig. 3):

$$-\frac{\partial g}{\partial x} = G\frac{2xz}{(x^2+z^2)} = \text{const.}$$

Aceasta înglobează așadar caracteristica aparatului cît și particularitățile prelucrării. După cum se poate observa, un aparat cu această caracteristică ar furniza direct din măsurătoare curbele din figura 3.

Această concluzie se poate extinde la orice prelucrare. De exemplu, în cazul derivatei verticale $\frac{\partial g}{\partial z}$.

* Operatorul de derivare este aplicat cu semn schimbat caracteristicii de sensibilitate deoarece, prin ipoteză, aceasta se realizează considerînd aparatul fix și deplasînd corpul de probă.

Aplicînd acest operator cu semn schimbat caracteristicii de sensibilitate obţinem :

$$-\frac{\partial g}{\partial z} = G\frac{z^2-x^2}{(x^2+z^2)^2} = \text{const.}$$

ceea ce conduce la imaginea din figura 4. Şi în acest caz facem observaţia că un aparat cu o astfel de caracteristică ar furniza, prin măsurare, direct valorile derivatei verticale a cîmpului gravităţii.

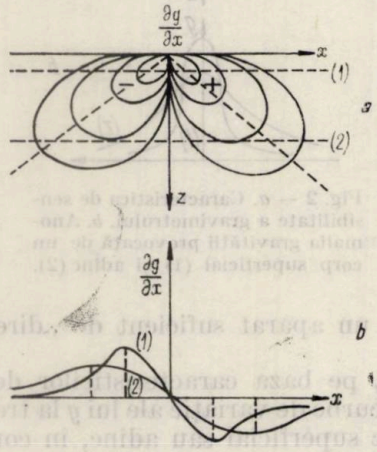


Fig. 3 — *a*. Caracteristica de sensibilitate corespunzătoare gravimetrului şi operaţiei de derivare orizontală. *b*. Curbele de gradient orizontal al gravităţii pentru un corp superficial (1) şi adînc (2).

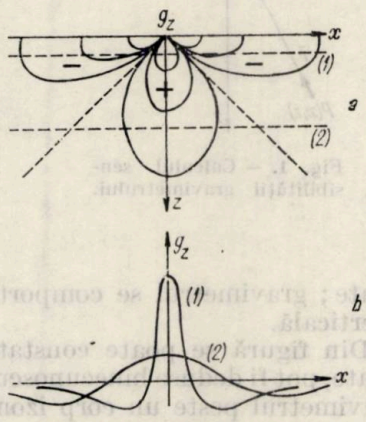


Fig. 4 — *a*. Caracteristica de sensibilitate corespunzătoare gravimetrului şi operaţiei de derivare verticală. *b*. Curbele de gradient vertical al gravităţii pentru un corp superficial (1) şi adînc (2).

Este uşor de constatat că, prin ambele prelucrări, sînt favorizate domeniile spaţiale superficiale. Într-adevăr, pe de o parte, izoliniile de sensibilitate cuprind arii mai mari în apropierea suprafeţii ca urmare a prelucrării şi, pe de altă parte, sensibilitatea, ca valoare, scade mult mai repede acum pe verticală în comparaţie cu caracteristica gravimetrului.

Este evident de asemenea că, după prelucrare, apar şi domenii spaţiale cu contribuţii pozitive şi negative la valoarea măsurată ceea ce complică întrucîtva, după cum se ştie, interpretarea materialelor obţinute.

În figura 5 este prezentat sintetic stadiul actual al problemei prelucrării datelor. O primă categorie de procedee, cele analitice, realizează prelucrarea în domeniul spaţial. O a doua categorie priveşte problema prelucrării în domeniul spectral. Între ele există o legătură strînsă : operaţia de convoluţie a datelor cu un operator prin care se realizează efectiv prelucrarea analitică în domeniul spaţial este perfect echivalentă cu operaţia de filtrare (înmulţirea spectrelor de amplitudine şi însumarea celor de fază) din domeniul spectral.

În afară de acestea apare acum și un al treilea aspect, acela al caracteristicii de sensibilitate. Caracteristica indică în mod clar, pe de o parte, semnificația valorii măsurate. Pe de altă parte, în urma prelucrării se

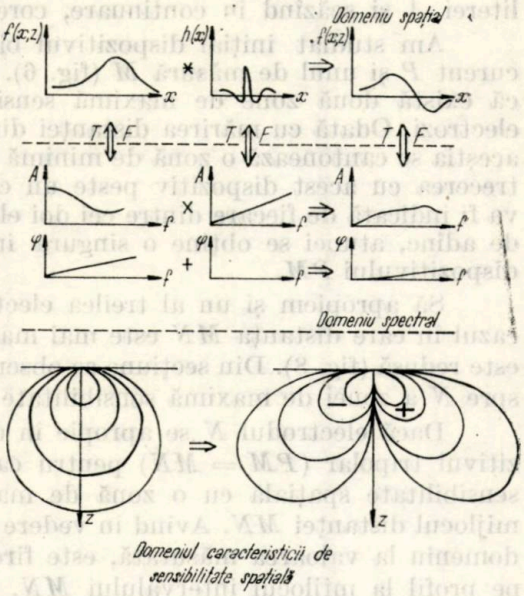


Fig. 5 — Schema prelucrării datelor în prospecțiunea geofizică.

poate stabili ce domenii spațiale sînt în final favorizate și care sînt domeniile a căror pondere este micșorată prin transformarea de date efectuată.

O concluzie care se desprinde este că operația de prelucrare ar putea fi optimizată dacă, pentru o problemă dată, s-ar stabili ce domeniu spațial corespunde semnalului util și care revine zgomotului. Acest lucru este perfect posibil în prospecțiunea geofizică întrucît, în etapa de aplicare a metodelor există deja informații de natură geologică care limitează problema identificării obiectivelor urmărite la o serie de domenii spațiale, dacă nu precis conturate, cel puțin delimitate cu un grad ridicat de probabilitate.

Proiectarea operatorului optim ar consta în găsirea acelui operator care transformă o caracteristică cunoscută (aceea a gravimetrului în exemplul nostru) într-una dorită, ideală, pentru problema analizată. Fără a avea pretenția unei demonstrații, în cele de mai sus recunoaștem punctul de plecare a teoriei proiectării operatorilor optimali Wiener. Într-o lucrare ulterioară ne propunem să insistăm mai mult pe aspectele concrete ale utilizării acestei teorii.

4. În prospecțiunea electrică, caracteristicile de sensibilitate spațială ale dispozitivelor folosite se dovedesc a fi de o extremă utilitate pentru aprecierea acestora. Pentru întocmirea lor am studiat domeniul spațial aflat sub incidența unui dispozitiv de prospecțiune folosind un corp de probă sub forma unui centru de conductivitate armonic. (Ștefănescu S.,

1950). Efectul acestuia asupra dispozitivului de electrozi a fost calculat pe baza teoriei clasice a mediilor α.

În graficele următoare, domeniile de egală sensibilitate au fost reprezentate prin simboluri literale, sensibilitatea maximă corespunzînd literei A și scăzînd în continuare, corespunzător literelor B, C, D etc.

Am studiat inițial dispozitivul bipolar realizat dintr-un electrod de curent P și unul de măsură M (fig. 6). Din reprezentarea grafică rezultă că există două zone de maximă sensibilitate în vecinătatea celor doi electrozi. Odată cu mărirea distanței dintre electrozi, în intervalul dintre aceștia se cantonează o zonă de minimă sensibilitate (fig. 7). Rezultă că la trecerea cu acest dispozitiv peste un corp superficial, prezența acestuia va fi indicată de fiecare dintre cei doi electrozi. Dacă corpul este suficient de adînc, atunci se obține o singură indicație corespunzător mijlocului dispozitivului PM.

Să apropiem și un al treilea electrod, electrodul de măsură N. În cazul în care distanța MN este mai mare ca PM, influența electrodului este redusă (fig. 8). Din secțiune se observă o ușoară tendință de extindere spre N a zonei de maximă sensibilitate M.

Dacă electrodul N se apropie în continuare (fig. 9) obținem dispozitivul tripolar ($PM = MN$) pentru care constatăm o caracteristică de sensibilitate spațială cu o zonă de maximă sensibilitate superficială la mijlocul distanței MN. Avînd în vedere contribuția substanțială a acestui domeniu la valoarea măsurată, este firesc ca aceasta să fie reprezentată pe profil la mijlocul intervalului MN. Pentru cazul unor eterogeneități mai adînci, imaginea furnizată de dispozitivul tripolar este foarte asemănătoare, după cum rezultă din figurile 8 și 9, cu imaginea dată de dispozitivul bipolar.

În figura 10 este prezentată caracteristica de sensibilitate a unui dispozitiv cuadripolar la care distanța MN este apropiată de lungimea liniei de emisie PQ. Avînd în vedere distanța dintre perechile PM și NQ, carecteristica este repetarea simetrică, în raport cu centrul dispozitivului, a caracteristicii dispozitivului bipolar.

Să apropiem electrozii MN unul de celălalt (fig. 11). Zonele de maximă sensibilitate din vecinătatea electrozilor M și N se apropie una de cealaltă, pentru ca în figura 12 — cazul dispozitivului cuadripolar Wenner — acestea să dea naștere unei zone centrale de maximă sensibilitate. Această zonă este delimitată net la intervalul MN iar pe verticală ea se extinde pe o adîncime de aproximativ $PM = MN = NQ = a$. Avînd în vedere această caracteristică, se poate considera că valoarea măsurată cu dispozitivul Wenner reflectă cu o mare pondere rezistivitatea terenului cuprinsă între suprafață (intervalul MN) și adîncimea a.

În ceea ce privește dispozitivul Schlumberger (fig. 13), caracteristica de sensibilitate este ceva mai directivă decît la Wenner, zona de maximă sensibilitate mergînd pe verticală pînă la adîncimea $PQ/2$. În schimb, pe orizontală, în vecinătatea suprafeții, aceasta ocupă intervalul redus dintre M și N. Rezultă că eventualele neomogeneități strict locale dintre

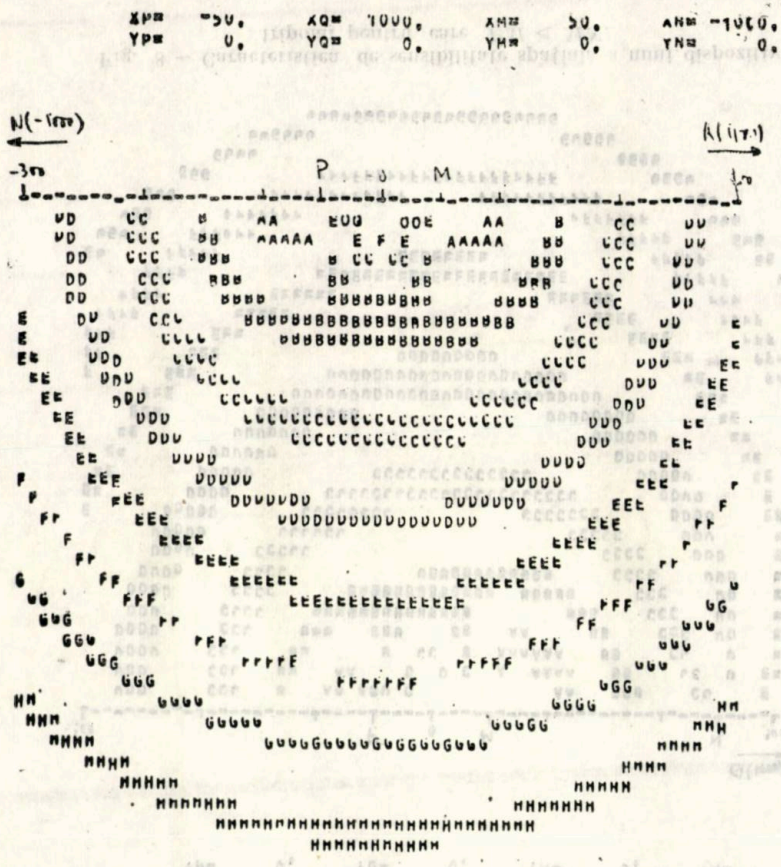


Fig. 6 — Caracteristica de sensibilitate spațială a dispozitivului bipolar.

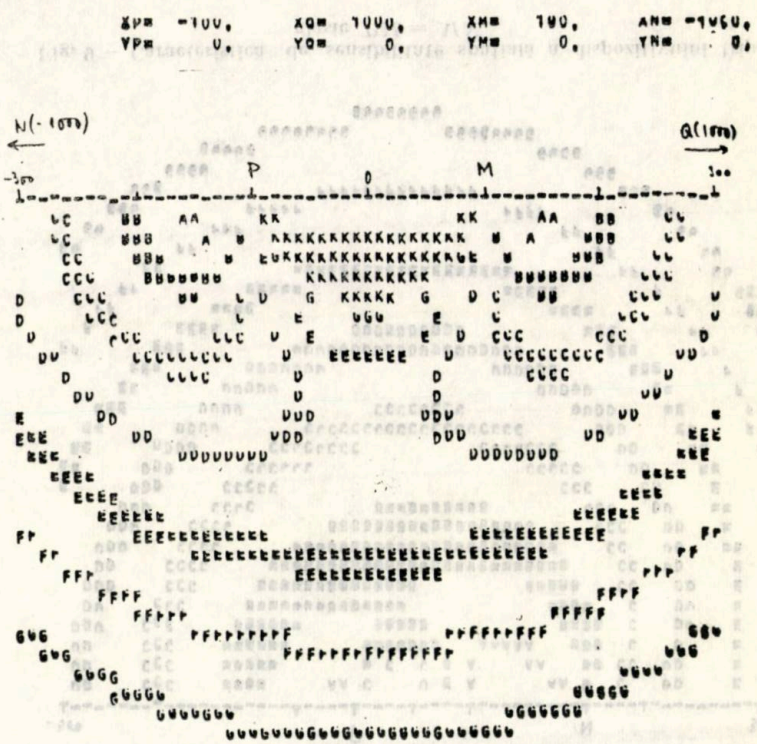


Fig. 7 — Caracteristica de sensibilitate spațială a dispozitivului bipolar Odată cu creșterea distanței dintre electrozii P și M, se observă cum în intervalul dintre aceștia se plasează o zonă de minimă sensibilitate.

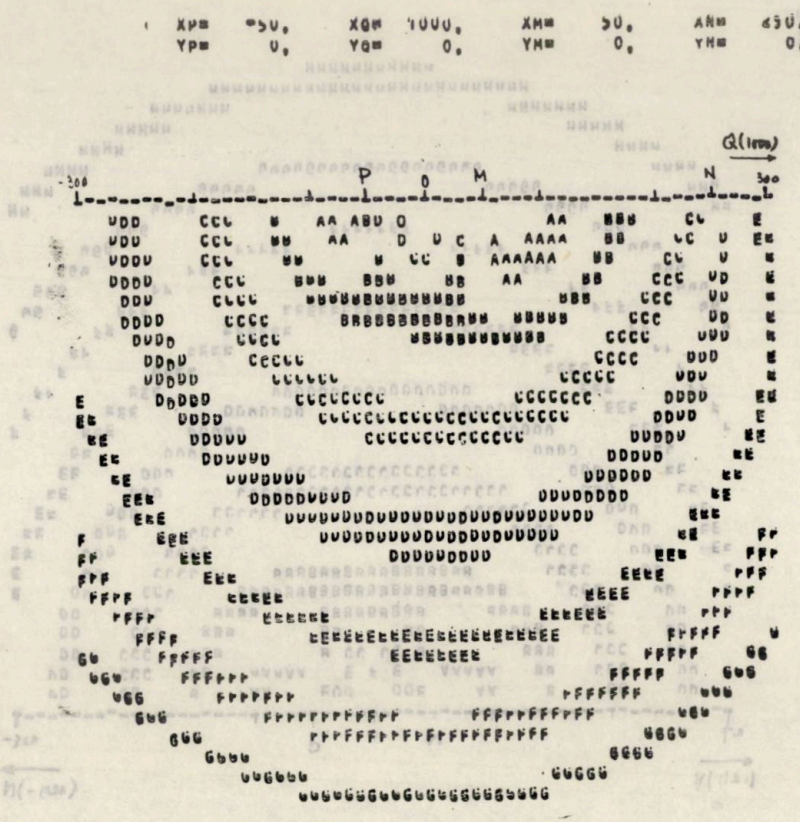


Fig. 8 — Caracteristica de sensibilitate spațială a unui dispozitiv tripolar pentru care $PM < MN$.

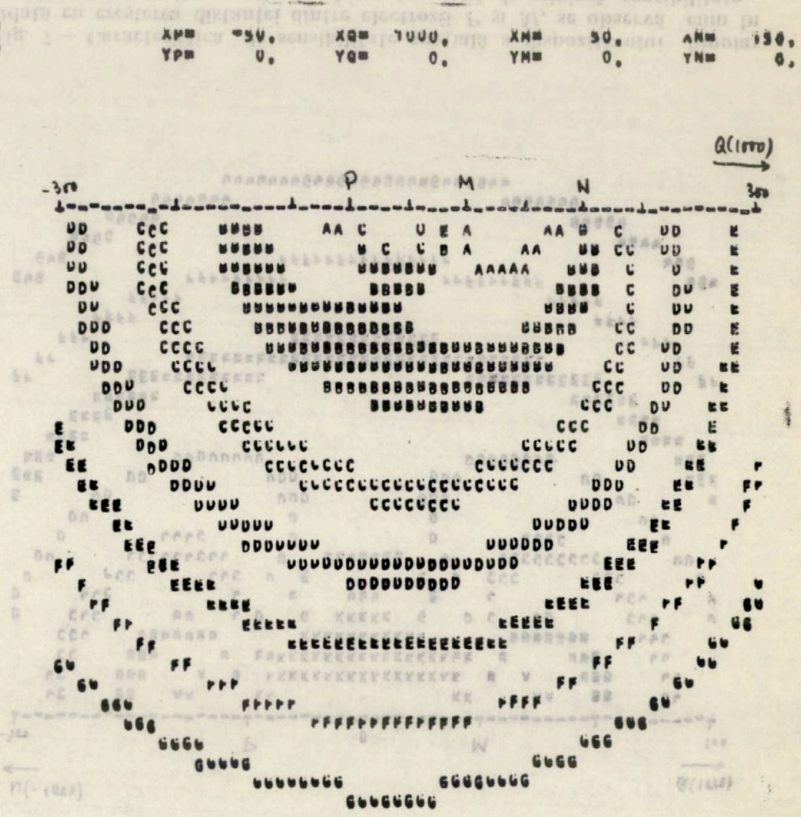


Fig. 9 — Caracteristica de sensibilitate spațială a dispozitivului tripolar clasic $PM = MN$.

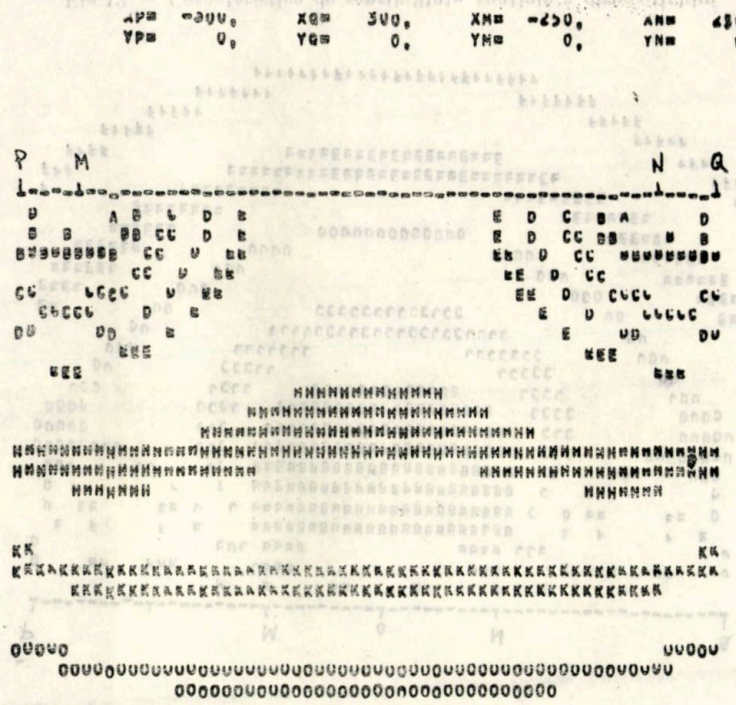


Fig. 10 — Caracteristica de sensibilitate spaţială a dispozitivului cuadripolar pentru care $PQ \approx MN$.

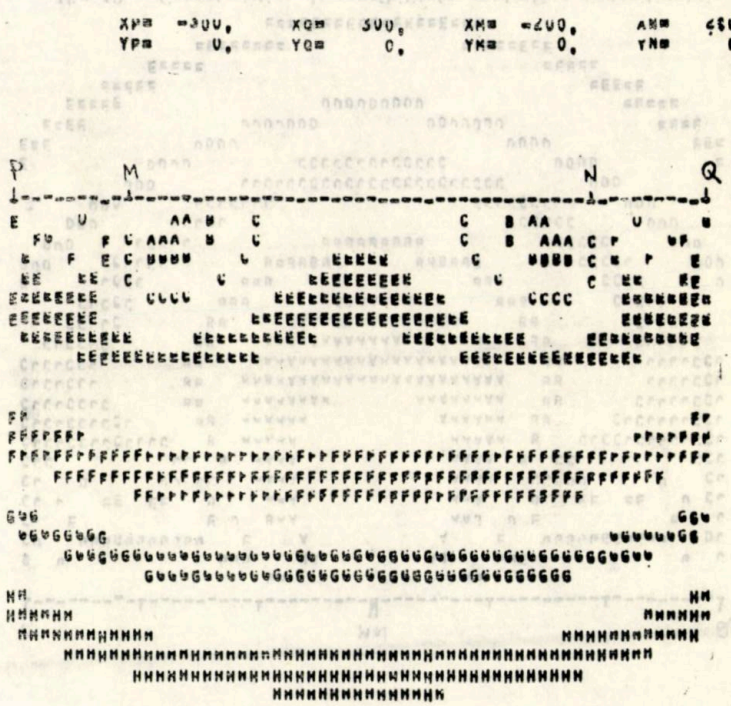


Fig. 11 — Caracteristica de sensibilitate spaţială a dispozitivului cuadripolar pentru care $PQ/MN = 3/2$.

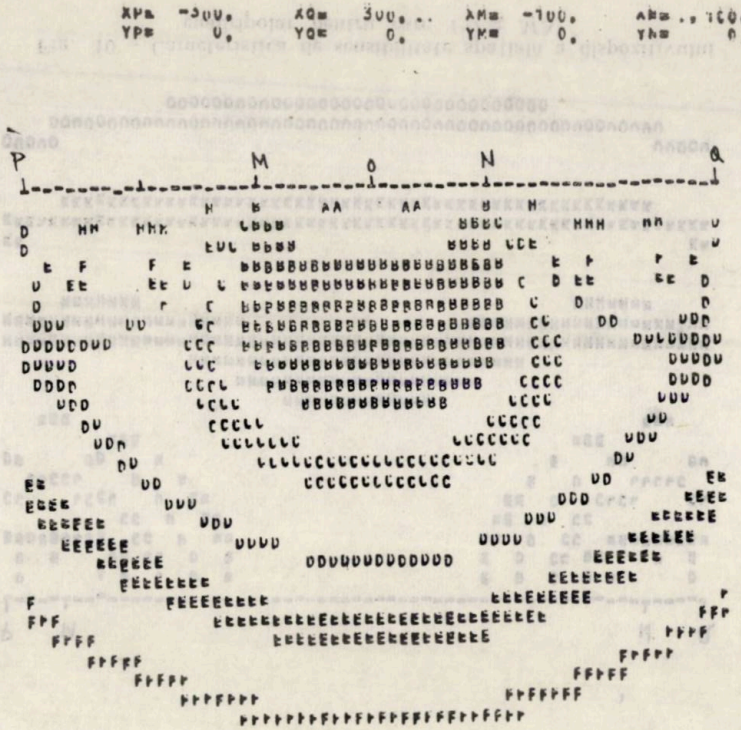


Fig.12. — Caracteristica de sensibilitate spațială a dispozitivului Wenner.

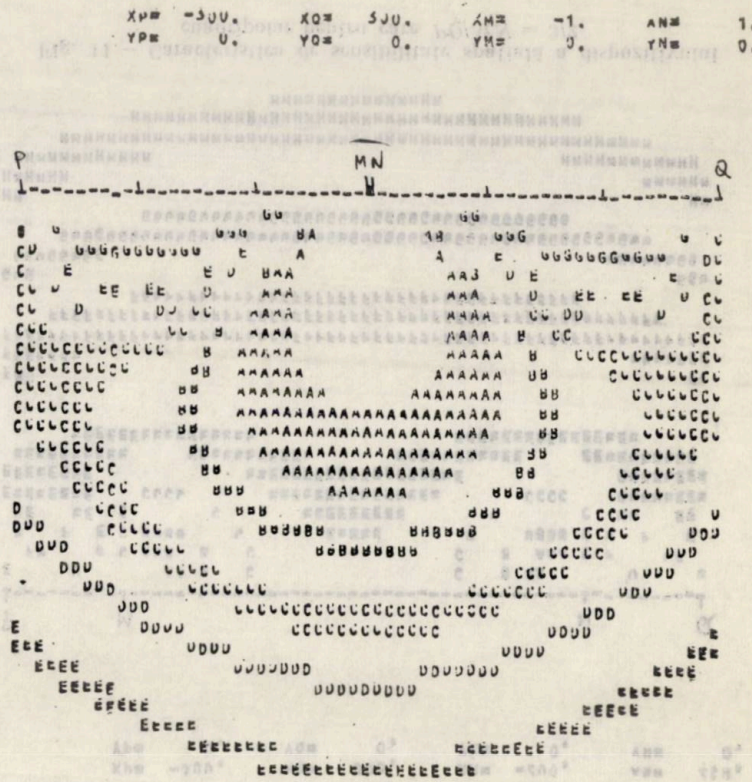


Fig. 13 — Caracteristica de sensibilitate spațială a dispozitivului Schlumberger.

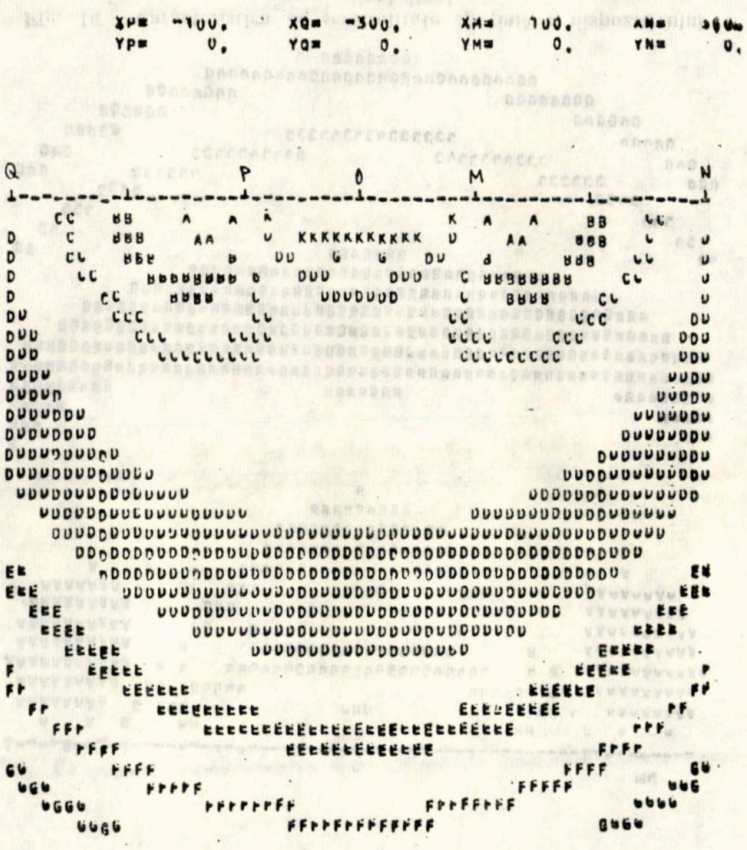


Fig. 14 — Caracteristica de sensibilitate spațială a dispozitivului Mc. Phar ($n = 1$)

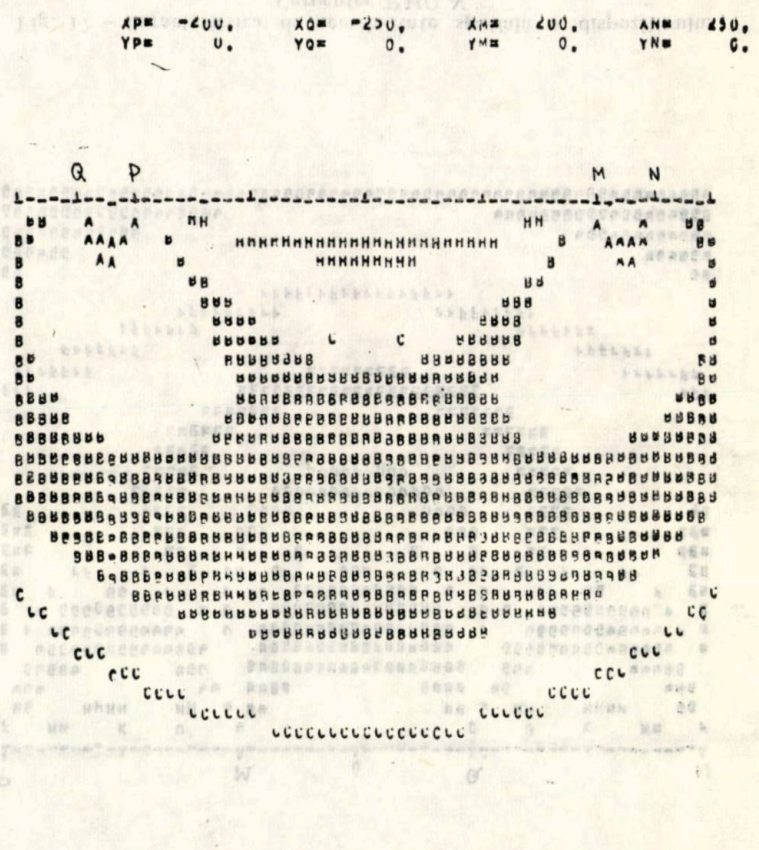


Fig. 15 — Caracteristica de sensibilitate spațială a dispozitivului Mc Phar ($n = 8$). Se disting clar cele două zone de maximă sensibilitate în dreptul fiecărei perechi de electrozi.

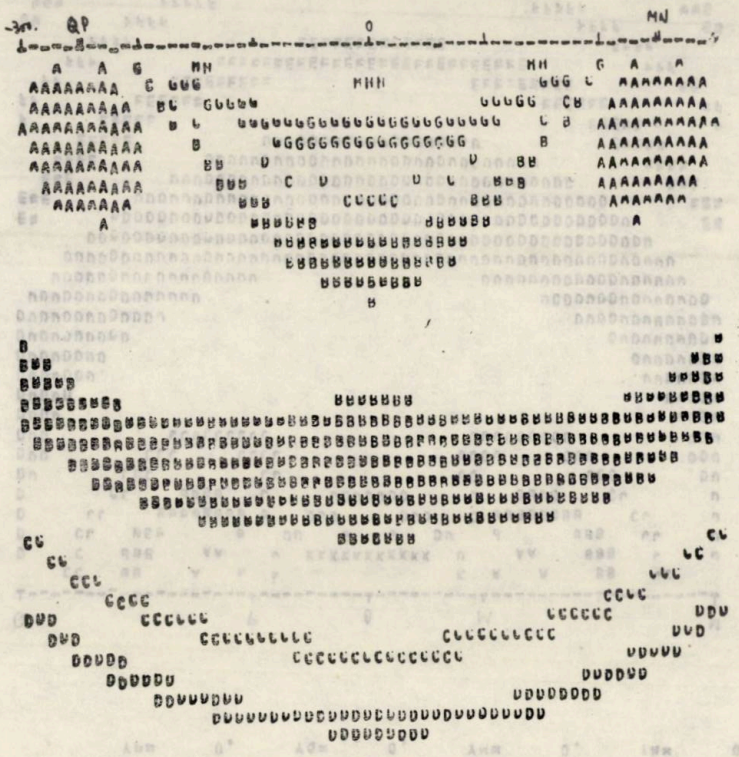


Fig. 16 — Caracteristica de sensibilitate spațială a dispozitivului dipol-dipol.

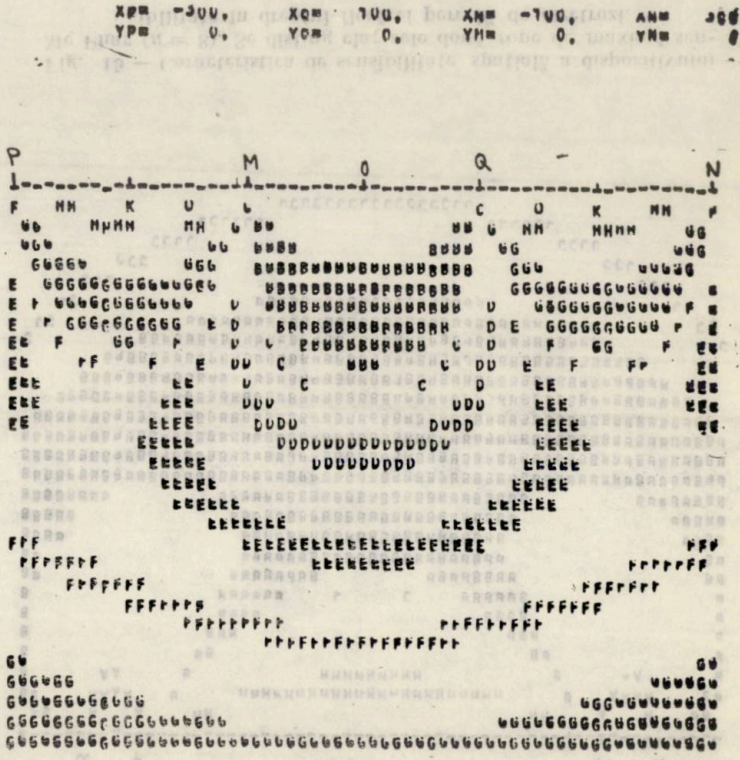


Fig. 17 — Caracteristica de sensibilitate spațială a dispozitivului Carpenter *PMQ N*.

electrozii de măsură contribuie cu o mare pondere la valoarea observată. La dispozitivul Wenner aceste efecte sînt mediate prin însăși faptul că intervalul MN are valori mari.

La dispozitivul Mc Phar (fig. 14), separarea perechii de electrozi de măsură PQ de perechea MN conduce la o caracteristică simetrică avînd două zone de sensibilitate în vecinătatea electrozilor centrali P și M. Acest lucru explică izoliniile înclinate la 45° care apar în mod frecvent pe secțiunile construite cu dispozitivul Mc Phar. Ele se datoresc faptului că corpul conductor prospectat dă naștere la două anomalii în dreptul electrozilor P și M (fig. 15). Cum distanța PM este mărită progresiv, și anomaliile pe secțiune vor apare din ce în ce mai depărtate ceea ce corespunde la izolinii înclinate la 45°.

În fine, pentru dispozitivul dipol-dipol (fig. 16), cele două zone de maximă sensibilitate capătă o extindere strict locală în vecinătatea perechilor de electrozi PQ și MN. În schimb apare o zonă de sensibilitate ridicată plasată oarecum orizontal la o adîncime aprox., egală cu jumătate din distanța dintre dipoli. Cum aceasta, în prospecțiunea terenurilor stratificate, se plasează în dreptul unui strat, rezultă că dispozitivul dipol-dipol furnizează o valoare de rezistivitate măsurată apropiată de rezistivitatea reală a stratului. În plus, disopozitivul dipol-dipol este absolut insensibil la eterogeneitățile superficiale aflate între dipoli ca de exemplu relief, zone cu umiditate diferită etc.

La dispozitivele Wenner și Schlumberger, zona de sensibilitate ridicată are o orientare predominant verticală, ceea ce le face apte pentru prospectarea terenurilor nestratificate.

În fine, în figura 17 prezentăm un dispozitiv mai puțin utilizat, configurație particulară a dispozitivului Carpenter $PMQN$ care are o caracterizare apropiată de a dispozitivului Wenner.

5. În concluzie, caracteristicile de sensibilitate ale aparatelor și dispozitivelor de prospecțiune pot aduce informații extrem de utile privind semnificația mărimilor măsurate. În plus, ele pot contribui la optimizarea prelucrării datelor.

În ceea ce privește dispozitivele electrometrice, din figurile 6—17 se desprinde că dispozitivul Wenner și dispozitivul Schlumberger au directivitatea verticală cea mai bună și în consecință sînt cele mai indicate pentru prospectarea terenurilor nestratificate.

Pentru terenuri stratificate, cel mai indicat dispozitiv de prospecțiune este dispozitivul dipol-dipol care are caracteristica de sensibilitate cu cea mai pronunțată directivitate orizontală. El este recomandat în special pentru cazul distanțelor mari dintre emițător și receptor, eterogeneitățile de suprafață avînd influențe total neglijabile. Acest dispozitiv furnizează curbele de SEV cu maximile și minimele cele mai pronunțate, pentru o stratificație dată.

Primit la redacție la 17 noiembrie 1976

THE THREEDIMENSIONAL CHARACTERISTICS OF THE GEOPHYSICAL DEVICES AND APPARATA

ABSTRACT

The threedimensional sensitivity characteristics is a defining element of the devices and apparata for geophysical measurements. On the base of these characteristics, one can make conclusions concerning physical signification of the measuring data. Also, they can be used for the optimal processing of data.

The characteristics of main devices used in the electrical prospecting and conclusions of their analysis, are presented in the paper.

BIBLIOGRAFIE

1. Roy A., Apparao A., *Depth of investigation in direct current methods.* Geophysics, *V*, 5 (1971) 36.
2. Roy A., Dhar R. L., *Radius of investigation in DC resistivity well logging.* Geophysics, *V*, 5 (1971) 36.
3. Moran J. H., *Discussion on: Radius of investigation in DC resistivity well logging.* Geophysics, *V*, 3 (1972) 37.
4. Ştefănescu S., *Modèles théoriques de milieux hétèrogènes pour les methodes de prospection electrique a courants stationnaires.* Com. Geologic, Studii tehnice şi economice, Seria D, nr. 2, 1950.

STADIUL ACTUAL ȘI PERSPECTIVE DE DEZVOLTARE A METODELOR NEUTRONICE DE CERCETARE A SONDELOR

DE

LUCA T. IONESCU

Întreprinderea de foraj și lucrări geologice speciale, Bd. Bălcescu 26

INTRODUCERE

Primele diagrafii neutronice au avut ca scop investigarea găurilor tubate, în care nu erau executate măsurătorile geofizice electrice înainte de tubaj, pentru determinarea naturii fluidelor conținute de colectori.

Diagrafiile neutronice au fost introduse în geofizica de sondă încă din anul 1941 în S.U.A. și U.R.S.S. într-un mod empiric.

În Republica Socialistă România primele măsurători neutronice în sonde au fost executate în anul 1955 de către Întreprinderea de carotaj și perforări, Ploiești.

Dacă în anii 1941 — 1949 se vorbea numai de metoda neutron-gama, în prezent, datorită unor studii teoretice și experimentale aprofundate s-a ajuns la realizarea unei game variate de metode neutronice de investigare a găurilor de sondă cu surse staționare cunoscute sub numele de carotaj neutron-gama; neutron-neutronic cu neutroni termici și epitermici și care sînt indispensabile la studiul porozității colectorilor.

O altă serie de metode bazată pe bombardarea rocilor cu neutroni cunoscute sub numele de diagrafii de activare, diagrafia clorului, diagrafia oxigenului, diagrafia timpului de viață a neutronilor etc., reprezintă metode moderne care au o întrebuințare redusă sau sînt în curs de experimentare.

După R. Desbrandes există trei posibilități de interacțiune a unui neutron rapid cu roca, așa cum se arată în figura 1 [1].

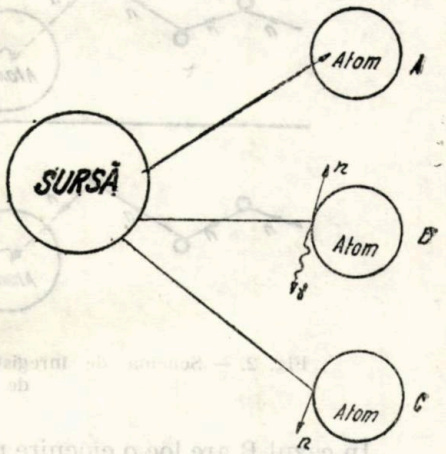


Fig. 1. — Schema de interacțiuni posibile a neutronului cu roca [12].

În primul caz (A) neutronul pătrunde în nucleu, atomul devine radioactiv și se dezintegrează în timp cu emiterea unor particule elementare sau cuante gama. Acest fenomen formează obiectul metodei de activare cu neutroni.

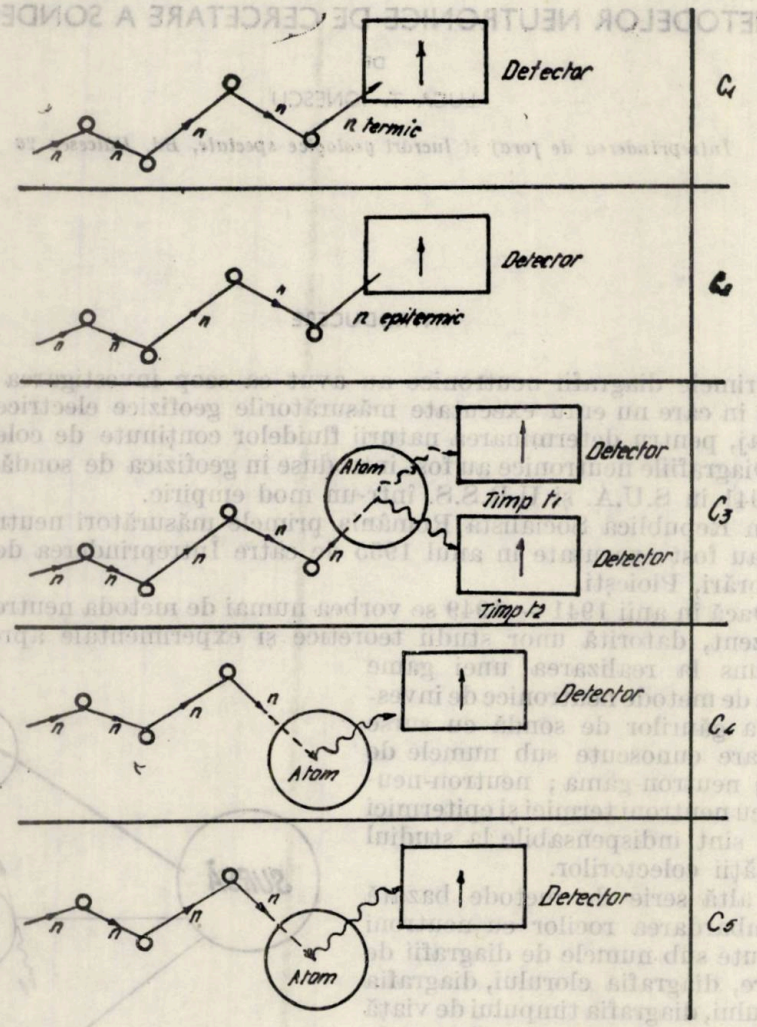


Fig. 2. — Schema de înregistrări posibile datorate fenomenului de încetinire.

În cazul B are loc o ciocnire neelastică cu emiterea unei cuante gama, ceea ce poate face de asemenea obiectul unei metode.

În cazul C neutronul este încetinit în urma ciocnirilor elastice. Din punct de vedere al posibilităților de înregistrare, acest caz se subdivide în 5 sub cazuri, așa cum se arată în figura 2.

În cazul C_1 se înregistrează densitatea neutronilor termici într-un punct din spațiul vecin cu sursa. Acest caz reprezintă metoda clasică a diagrafiei neutroni-neutroni-termici (neutron-thermal-log).

În cazul C_2 neutronii înregistrați sînt neutroni epitermici. Acest caz face obiectul metodei neutroni-neutroni-epitermici (neutron-epithermal-log).

În C_3 neutronii sînt emiși de o sursă în regim de impulsuri. Detectarea se face în timpul dintre două emiteri. Aceasta face obiectul diagrafiilor neutronice în impulsuri.

În cazul C_4 se detectează radiația gama de captură, aceasta reprezentînd metoda clasică neutron-gama.

În cazul C_5 se înregistrează radiația gama de captură caracteristică unui nucleu și acest caz reprezintă spectrometria gama de captură.

În articol se face o expunere a metodelor neutronice clasice și moderne folosite în geofizică de sondă.

S-a considerat necesar să se examineze, desigur succint și incomplet, interacțiunea neutronilor cu materia, avîndu-se în vedere că orice metodă de investigare examinată în acest articol se bazează pe fenomenele care se produc în urma interacțiunii neutronilor cu nucleele atomice.

I. INTERACȚIUNEA NEUTRONILOR CU SUBSTANȚA

I.1. NEUTRONUL

Neutronul este o particulă elementară fără sarcină electrică, a cărui masă este aproape egală cu masa protonului. Neutronii au o putere mare de pătrundere în substanțe, datorită faptului că în calitatea lor de particule neîncărcate nu intră în reacție cu învelișurile electronice ale atomilor, atingînd cu ușurință orice nucleu al substanței, de care sînt captați, rezultînd reacții nucleare.

Neutronul în stare liberă se dezagregă spontan, avînd timpul de înjumătățire de 12 minute, în proton, electron și neutrino [2].

Avînd în vedere comportarea diferită a neutronilor în funcție de energia lor în procesele de interacțiune cu materia, s-a căutat să se facă o clasificare a acestora după energie în mai multe grupe.

Se înțelege de la sine că limitele grupelor sînt, în oarecare măsură, arbitrare.

În tabela 1 este dată clasificarea neutronilor după energie [3, 4].

Tabela 1

Grupa neutronică	Energia neutronică E (ev)	Viteza cm/s	Lungimea de undă cm
Rapizi	$2.10^7 - 5.10^5$	$6{,}2.10^9 - 9{,}8.10^8$	$6{,}4.10^{-13} - 4{,}0.10^{-12}$
Intermediari	$5.10^5 - 1.10^3$	$9{,}8.10^8 - 4{,}4.10^7$	$4{,}0.10^{-12} - 9{,}0.10^{-11}$
Epitermici	$1.10^3 - 0{,}1$	$4{,}4.10^7 - 4{,}4.10^5$	$9{,}0.10^{-11} - 9{,}0.10^{-9}$
Termici	0,025	$2{,}2.10^5$	$1{,}0.10^{-8}$

Neutronii rapizi în interacţiunea cu nucleele substanţei sînt supuşi la difuzia elastică şi neelastică.

Pentru neutronii cu energii intermediare, este mai caracteristic procesul de difuzie elastică pe nucleele substanţei.

Neutronii din grupul celor încetiniţi se împart la rîndul lor în trei subgrupe : de rezonanţă cu energii de ordinul a cîţiva zeci de electroni volţi, epitermici cu energii de la cîţiva electroni volţi pînă la 0,025 eV şi termici [2].

I.2. INTERACŢIUNEA CU NUCLEELE

I.2.1. Difuzia elastică

În cazul difuziei elastice, neutronul se abate, în urma ciocnirii cu nucleul, de la direcţia iniţială, iar energia lui cinetică se transmite parţial nucleului. În acest caz, energia cinetică însumată a neutronului şi nucleului nu variază în urma ciocnirii. În figura 3 se arată mecanismul ciocnirii clasice după Fermi [5].

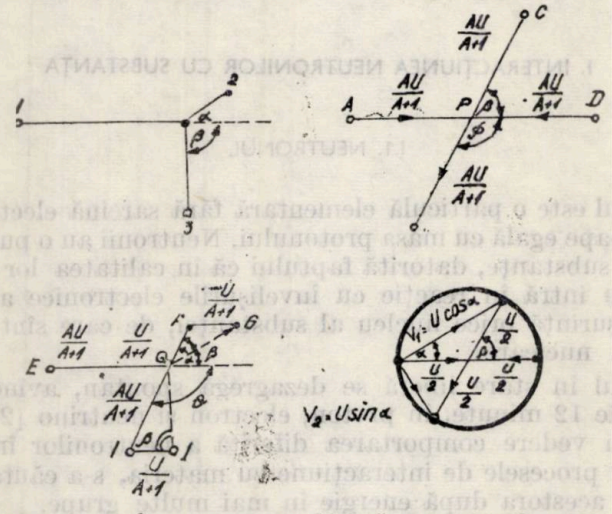


Fig. 3. — Împrăştierea unghiulară a neutronilor [16].

a. Sistemul de laborator : 1. Viteza neutronului ; 2. Viteza nucleului atomic ; 3. Viteza neutronului împrăştiat.
b. Diagrama impulsurilor în sistemul centrului de masă
c. Împrăştierea neutronului pe proton

Legătura între energia finală E şi iniţială E_0 a neutronului se determină pe baza legii conservării energiei şi impulsului şi are următorul aspect [5] :

$$E = E_0\left[\frac{1}{(A+1)^2}(A^2 + 1 + 2A\cos\theta)\right], \qquad (I_1)$$

unde A = masa nucleului ;

θ = unghiul de împrăştiere a neutronului în sistemul de laborator.

Masa neutronului este egală cu unitatea.

Micşorarea energiei neutronului la un singur act de ciocnire depinde de raportul dintre masa nucleului difuzant şi masa neutronului, ca şi de unghiul de difuzie. Neutronul pierde o energie cu atît mai mare cu cît masa nucleului este mai mică.

În cazul difuziei neutronului pe nuclee grele, energia variază slab şi în anumite probleme se poate considera, cu aproximaţie, că împrăştierea elastică se face fără pierderi de energie.

Energia transmisă nucleului (energia de recul) este dată de diferenţa E şi E_0 şi are aspectul [2]:

$$E_R = \frac{4A}{(A+1)^2} \cdot E_0 \cos^2 \alpha, \qquad (I_2)$$

unde E_R = energia de recul;

α = unghiul de recul al nucleului.

Dacă împrăştierea neutronică poate avea loc sub oricare unghi, este natural, că unghiul de recul al nucleului nu poate depăşi 90°.

I.2.2. Difuzia neelastică

Difuzia neelastică a neutronilor conduce la apariţia nucleului excitat. Aceasta se produce numai în cazul cînd energia neutronului depăşeşte energia minimă a nucleului. Poziţia nivelului primei stări de excitare este diferită. La diferite nuclee ea scade proporţional cu creşterea greutăţii atomice a nucleului. Pe nuclee grele, difuzia (împrăştierea) neelastică are loc în cazul energiilor neutronice de circa cîteva sute de kiloelectroni volţi (în orice caz peste 0,6 M eV), iar pe nucleele uşoare, de circa 1 M eV şi mai mare.

Secţiunea difuziei neelastice creşte la trecerea de la nucleele uşoare spre nucleele grele. Creşterea energiei neutronice conduce de asemenea la creşterea secţiunii difuziei neelastice. De ex: pentru neutroni de 14 M eV secţiunea difuziei neelastice este egală cu ~0,7 barni, iar pentru nucleele grele cu ~2,5 barni [2, 6].

Nucleele excitate care apar în urma difuziei neelastice a neutronilor, revenind în starea iniţială, degajă cuante gama cu energii caracteristice pentru fiecare element.

Energia neutronilor împrăştiaţi neelastic este egală, cu aproximaţie, cu diferenţa între energiile neutronului primar şi a radiaţiilor gama, care apar în urma reacţiei (n, n'). S-a stabilit că împrăştierea pe nuclee a neutronilor, cu o energie iniţială de 14 M eV determină apariţia neutronilor secundari cu o energie de cca 11,9 şi 2 M eV, iar în cazul neutronilor primari cu o energie de 3,0 M eV, apar neutroni secundari cu o energie de cca 2,25, 1,50 şi 0,75 M eV etc. [2].

În anumite cazuri, radiaţiile gama degajate în urma difuziei neelastice a neutronilor nu apar imediat, ci după o anumită perioadă de timp de la cîteva fracţiuni de secundă pînă la cîteva ore.

Procesul de difuzie neelastică este însoțit uneori de reacțiile (n, p, γ), și (n, α, γ) ca de pildă, iradierea borului, sulfului și a calciului [2].

În mai multe cazuri, difuzia neelastică a neutronilor poate determina apariția izomerelor nucleelor inițiale. Pentru ilustrare se pot cita izotopii de indiu și de aur.

I.2.3. Reacțiile (n, p) și (n, α)

Procesul de captare a neutronului de nucleu determină degajarea protonilor sau a particulelor alfa.

Acest proces are loc, mai ales sub acțiunea neutronilor rapizi, în cazul cînd energia neutronilor este suficientă pentru transmiterea protonului sau particulei a unei energii care poate prevala bariera potențială a nucleului. Prin urmare, reacțiile (n, p) și (n, α) pentru dezvoltarea lor necesită un anumit prag de energie. De pildă, pragul reacțiilor arătate pe aluminiu este egal cu 2,03 respectiv 3,18 M eV.

Reacțiile (n, p) și (n, α) au secțiuni mai mari pentru nuclee ușoare și intermediare decît pentru nuclee grele care au bariere coulombiene mai ridicate.

În cazul neutronilor intermediari, lenți și termici, reacțiile (n, p) și (n, α) se dezvoltă numai pe anumite nuclee ușoare [2, 6].

Secțiunea de captură a neutronilor cu degajarea particulelor încărcate se supune legii $1/v$ (unde v este viteza neutronului). Această lege se extinde pînă la energii de 10 keV (la bor).

Reacțiile (n, p) și (n, α) determină aproape în totalitatea cazurilor formarea nucleelor radioactive, care se transformă ulterior în nuclee primare prin degajarea particulelor beta și a radiațiilor gama. Spectrul radiațiilor γ ca și timpul de înjumătățire $(T_{\frac{1}{2}})$ sînt caracteristice pentru fiecare nucleu al elementului care participă la reacție și se folosesc pentru determinarea caracterului elementului respectiv.

De exemplu: în reacția (n, p) pe aluminiu se formează izotopul Mg_{27} cu perioada de înjumătățire 10,2 minute, care radiază particule beta cu o energie de 0,79 și 1,8 MeV și cuante gama cu o energie de 0,84 și 1,01 M eV, iar în reacția (n, α) pe aluminiu se formează Na_{24} cu perioada de înjumătățire de 15 ore, care radiază particule beta cu o energie de 1,39 M eV și cuante gama cu o energie de 2,76 și 1,38 M eV.

I.2.4. Captarea radioactivă (n, γ)

În acest proces de interacțiune, nucleul intermediar excitat, care apare în urma captării neutronului de către nucleu, trece în stare inițială în urma degajării uneia sau mai multor cuante gama.

Timpul de viață a nucleului excitat este de 10^{-14} sec. [2], care corespunde cu emiterea primei cuante gama, după care nucleul intermediar poate suferi o a doua transformare radioactivă, dat fiind că energia remanentă este suficientă pentru realizarea dezintegrării radioactive de orice alt fel.

În anumite cazuri, degajarea succesivă a cuantelor gama poate determina apariţia izotopilor radioactivi cu viaţă lungă. În majoritatea cazurilor însă, în urma reacţiilor (n, γ) se formează izotopi stabili.

Reacţia (n, γ) se dezvoltă la neutroni de orice energie şi la oricare nuclee, excepţie făcînd nucleul de heliu (particula alfa). Probabilitatea acestei reacţii variază însă pentru fiecare nucleu în limite largi, în funcţie de energia neutronilor.

S-a stabilit că probabilistica acestui proces în general creşte proporţional cu scăderea energiei neutronilor, iar în cazul energiilor de aproximativ 10 M eV ea predomină în raport cu împrăştierea elastică.

Pentru neutronii cu energii de la 0,1 M eV — 10 M eV secţiunea de captură gama este supusă în general legii $\sim 1/E$ [2].

Pentru neutronii cu energii de ~ 1 M eV secţiunea creşte după legea exponenţială de la 0,1 μ barni la 0,1 barni la trecerea de la elementele uşoare la elementele grele [2, 6].

Pentru neutronii de o energie intermediară secţiunea de reacţie este de asemenea supusă legii 1/E [2].

Pentru neutronii lenţi sau termici dimensiunile secţiunii de captare sînt supuse legii 1/V — în zonele îndepărtate de rezonanţă.

Fiecare element are un spectru caracteristic a radiaţiilor gama care apar în urma captării radioactive. Pe baza acestui fapt, spectroscopia-gama se poate folosi pentru determinarea compoziţiei chimice a substanţei.

În urma reacţiei (n, γ) pot să apară izotopi instabili care se pot utiliza de asemenea pentru determinarea elementelor. De ex : în urma reacţiei (n, γ) pe Al_{27} apare izotopul Al_{28} cu o perioadă de înjumătăţire, $T_{1/2}$, de 2,3 minute care emite particule beta cu o energie de 3 M eV şi cuante-gama cu o energie de 1,78 M eV.

I.2.5. Reacţia $(n, 2n)$

Acest proces de interacţiune este posibil la iradierea nucleelor elementelor cu neutroni rapizi.

Ea este endotermică şi are un anumit prag de energie. În urma reacţiei $(n, 2n)$ apar izotopii nucleelor primare care în majoritatea cazurilor sînt radioactivi. Probabilitatea procesului fiind foarte mică, el nu prezintă interes în geofizica de sondă.

I.2.6. Fisiunea nucleară

Pentru atomii cu greutatea atomică de peste 130, energia de legătură revenind la un nucleon, scade proporţional cu creşterea greutăţii atomice, ceea ce reprezintă o creştere a repulsiei coulombiene şi a energiei cinetice a nucleonilor. De aici rezultă că majoritatea nucleelor de greutate maximă devin energetic instabile şi au capacitatea de a fisiona spontan sub acţiunea neutronilor, dînd naştere la două fragmente cu masă aproape egală.

Probabilitatea acestui proces este însă foarte mică şi nu prezintă nici o importanţă practică în geofizica nucleară de sondă.

I.3. INTERACȚIUNEA NEUTRONILOR CU SUBSTANȚA

Neutronii rapizi emiși de o sursă, difuzîndu-se pe nucleele substanței pierd din energia lor și se transformă inițial în neutroni intermediari, iar apoi în neutroni lenți și termici.

Procesul de scădere succesivă a energiei neutronilor pînă la cca 1eV rezultat în urma difuziei, se numește, în fizica nucleară, procesul de încetinire.

Scăderea energiei neutronilor de la 1eV pînă la energii termice rezultată în urma difuziei pe nucleele substanței are un caracter specific și se numește termalizarea neutronilor.

Neutronii termici difuzează în substanță păstrîndu-și aceeași energie pînă în momentul captării lor printr-un nucleu.

Procesele de încetinire și difuzie a neutronilor în substanță se supun la diferite legi fiind redate prin relații matematice diferite.

I.3.1. Încetinirea și difuzia neutronilor rapizi și lenți

Toate sursele folosite în geofizica nucleară de sondă dau neutroni rapizi cu o energie de peste 1 M eV. Acești neutroni intrînd în interacțiune cu nucleele substanței suferă un proces de încetinire.

Captarea neutronilor în procesul de încetinire intervine mai frecvent după ce neutronii trec prin cîteva zeci și sute de evenimente de difuzie.

Neutronii cu o energie de cîțiva megaelectroni volți inițial pierd din energia lor în urma ciocnirilor elastice și a ciocnirilor neelastice. După încetinirea pînă la o energie de cca 1 M eV, neutronii încep să piardă din energie numai din cauza ciocnirilor elastice pînă ce trec în starea epitermică.

Pierderea de energie suferită de un neutron în urma unei ciocniri elastice este egală în medie cu [5]:

$$\Delta\bar{E} = \frac{1}{2} E_0 \left[1 - \frac{2A}{(A+1)^2}\right] = E_0 \frac{A^2+1}{(A+1)^2}. \qquad (I_3)$$

Din formula de mai sus se constată că pierderile maxime de energie au loc pe nuclee ușoare și în special pe nuclee de hidrogen (proton), cînd neutronul pierde în medie 50% din energia sa.

Pe deuteriu el pierde în medie 44%, pe heliu 18%, pe beriliu 14%, iar pe nucleele cu greutate atomică mare, $A \gg 1$, pierde o fracțiune de aproximativ $\frac{2}{A}$ 100 % din energia sa.

Proprietățile de încetinire a substanței sînt caracterizate de pierderile logaritmice medii (după totalitatea ciocnirilor) a energiei, care se determină în felul următor [5]:

$$\xi = \ln \frac{E_m}{E_{m+1}}, \qquad (I_4)$$

unde E_m = energia neutronului anterior ciocnirii;
E_{m+1} = energia neutronului după ciocnire.

Pierderile logaritmice medii de energie se pot exprima prin greutatea atomică A a elementului încetinitor, folosind-se relaţia [2,5]:

$$\xi = 1 - \frac{(A-1)^2}{2A} \ln \frac{A+1}{A-1}. \qquad (I_5)$$

Pentru elementele cu greutatea atomică mult mai mare decît 1, expresia de mai sus se poate înscrie cu o precizie pînă la termeni de ordinul $1/A$ — inclusiv:

$$\xi = \frac{2}{A}. \qquad (I_6)$$

Cunoscînd valoarea ξ se poate calcula numărul mediu de ciocniri suferite de neutron a cărui energie variază de la E_0 la E_m [5].

$$n = \frac{1}{\xi} \ln \frac{E_0}{E} = \frac{u}{\xi}, \qquad (I_7)$$

unde $u = \ln \frac{E_0}{E_m}$ = energia logaritmică medie a neutronului.

Dependenţa pierderilor logaritmice medii şi a numărului de ciocniri funcţie de greutatea atomică a elementelor este reprezentată în figura 4 pentru energiile din intervalul 1 M eV şi 1 eV.

După cum se constată din figura 4 pierderile logaritmice medii se reduc brusc, proporţional cu creşterea greutăţii atomice a elementelor, iar numărul mediu al ciocnirilor creşte rapid după legea liniară.

Astfel, pe nucleele de hidrogen ($\xi = 1$) neutronul suferă în medie 14 ciocniri cu scăderea energiei sale de la 1 M eV la 1 eV şi 18 evenimente cu scăderea energiei de la 1 M eV la 0,025 eV, iar pe nucleele de galiu ($A = 70$) el va trece în medie prin 500, respectiv 625 evenimente [6].

Dacă interesează capacitatea de încetinire, se foloseşte mărimea $\sum_i$ definită ca suma secţiunilor de împrăştiere a tuturor atomilor pe unitatea de volum.

$$\sum_i = \eta_A \cdot \sigma_i, \qquad (I_8)$$

unde σ_i = secţiunea de împrăştiere;
η_A = numărul de atomi în unitate de volum.

Mărimea $\xi \sum_i$ determină pierderea logaritmică medie a energiei neutronului la trecerea lui printr-un cm^3 de substanţă şi se numeşte capacitatea de încetinire a substanţei.

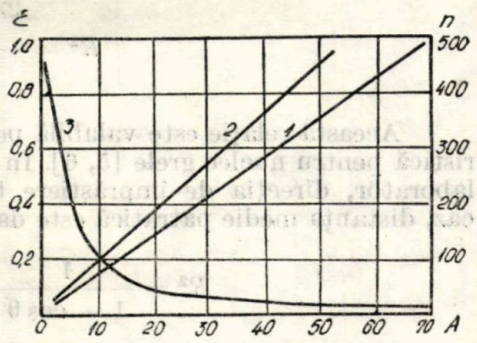


Fig. 4. — Dependenţa pierderilor logaritmice medii şi a numărului mediu de ciocniri de greutatea atomică a elementelor [37].
1. numărul mediu de ciocniri în intervalul 1 MeV—10 eV.
2. numărul mediu de ciocniri în intervalul 1 eV—0,025 eV.
3. pierderile medii logaritmice de energie.

Dacă secțiunea de împrăștiere nu depinde de energia neutronului, atunci capacitatea de încetinire are o valoare constantă pentru oricare energie.

În cazul general, pentru neutronii rapizi, secțiunea de împrăștiere se schimbă și valoarea $\xi \sum$ depinde de energie.

În procesul difuziei, neutronii au o traiectorie foarte complicată sub aspectul unei linii browniene. Capacitatea de încetinire $\xi \sum$ caracterizează pierderea medie logaritmică a energiei pe unitatea de lungime a acestei linii frînte.

Practic interesează care este distanța medie patratică la care se abate neutronul în procesul încetinirii, de la energia E_0 la E.

Dacă între fiecare două ciocniri, neutronul săvîrșește unul și același parcurs, iar direcția de mișcare după ciocnire este indiferentă, adică probabilitate egală a oricărei direcții (cazul împrăștierii izotropice), atunci distanța medie patratică R_n^2 este dată de relația : [2,5] :

$$R_n^2 = n\lambda^2 = \frac{1}{\xi} \ln \left(\frac{E_0}{E} \right) \lambda_i^2. \qquad (I_9)$$

În realitate, neutronul parcurge între ciocniri o distanță diferită și lungimea medie a parcursului între ciocniri se determină din relația [2,6] :

$$\bar{r}^2 = \lambda_i^2 = \frac{\int_0^\infty r^2 e^{-\frac{r}{\lambda}} dr}{\int_0^\infty e^{-r/\lambda} dr} \qquad (I_{10})$$

iar distanța medie patratică va fi dată de relația : [5]

$$R^2 = \frac{2\lambda_i \ln \frac{E_0}{E}}{\xi \sum}. \qquad (I_{11})$$

Această relație este valabilă pentru difuzia sferic simetrică, caracteristică pentru nuclee grele [5, 6]. În cazul nucleelor ușoare, în sistemul de laborator, direcția de împrăștiere frontală este predominantă. În acest caz, distanța medie patratică este dată de relația : [2, 5] :

$$R^2 = \frac{1}{1 - \cos\theta} \cdot \left[2 \frac{1}{\xi} \ln \frac{E_0}{E} \right] \lambda_i^2 \qquad (I_{12})$$

sau înlocuind pe $\cos\theta$ prin valoarea sa $\cos\theta = \frac{3}{2} A$ obținem :

$$R^2 = \frac{2\lambda_i^2}{\left(1 - \frac{2}{3A}\right)\xi} \ln \frac{E_0}{E}. \qquad (I_{13})$$

Relația (I_{13}) este valabilă în cazul cînd secțiunea eficace de împrăștiere a neutronilor pe nucleele substanței, este constantă. În cazul cînd secțiunea de împrăștiere variază cu energia, distanța medie patratică se determină din relația :

$$R^2 = \frac{2}{\left(1 - \frac{2}{3A}\right)\xi} \int_E^{E_0} \lambda_i^2(E) \cdot \frac{dE}{E} . \qquad (I_{14})$$

În locul distanței medii patratice de deplasare a neutronului în curs de încetinire, în practică se folosește lungimea de încetinire definită de : [2,3]

$$L_F = \sqrt{\frac{\overline{R^2}}{6}} \qquad (I_{15})$$

sau parametrul de încetinire L_f :

$$L_f = \sqrt{\frac{\overline{R^2}}{12}} . \qquad (I_{16})$$

Pentru neutroni lenți, procesul de încetinire este mult mai complicat. Moleculele avînd nivele cuantice discrete de energie, neutronul, în funcție de energia sa, va suferi după ciocniri împrăștiere elastică sau neelastică.

Dacă energia neutronului se apropie de energia de legătură în moleculă, neutronul va fi supus cu predilecție difuziei neelastice, adică va transmite nucleului numai o energie necesară pentru transferarea lui pe unul din nivele.

Secțiunea efectivă a difuziei va depinde în această zonă de energia neutronică. În cazul neutronilor cu o energie egală cu energia de excitație, se observă maximele de rezonanță. Avînd în vedere că neutronul epitermic poate provoca excitații termice ale moleculelor, secțiunea difuziei neelastice va fi în mod constant diferită de zero. În același timp are loc și difuzia elastică, cînd neutronul intră în interacțiune cu molecula care figurează în sistem unic. Pierderile medii de energie se reduc în comparație cu pierderile de energie pe nucleele libere, datorită faptului că masa moleculelor este mult mai mare în raport cu masa neutronului. Secțiunea de împrăștiere crește de asemenea. Astfel, împrăștierea în apă și parafină depășește de cca 4 ori împrăștierea în hidrogen [6, 5].

Difuzia pe molecule se deosebește prin anizotropia puternică de difuzia pe nuclee.

Aceste fenomene complică foarte mult procesul de încetinire. Împrăștierea elastică a neutronilor pe molecule continuă pînă ce energia lor devine comparabilă cu energia cinetică de deplasare termică a moleculelor sau a atomilor substanței. În acest caz, caracterul difuziei se schimbă brusc. După fiecare ciocnire cu o moleculă sau un atom, neutronul pierde sau se încarcă cu energie.

I.3.2. Difuzia neutronilor termici

Neutronii atingînd viteza deplasării termice moleculare sau atomice din mediul respectiv, intră în reacţie cu aceştia şi se mişcă în mediu fiind supuşi legilor difuziei. La o temperatură de 290°K, energia deplasării termice a atomilor şi a moleculelor, şi prin urmare şi a neutronilor, este egală cu 0,025 eV. În acest caz, viteza neutronilor va fi egală cu $2{,}2 \cdot 10^5$ cm/s.

Difuzia neutronilor termici în substanţă este caracterizată de următorii parametrii: parcursul liber mediu total al neutronului termic l_n şi parcursurile medii ale neutronilor termici în raport cu difuzia l_i şi captarea l_a; coeficientul de difuzie D, durata de viaţă a neutronului (adică timpul scurs de la începutul difuziei şi pînă în momentul captării) şi lungimea de difuzie, L, care determină deplasarea neutronului în raport cu punctul în care el a devenit termic şi pînă la punctul captării lui.

Parcursul mediu liber al neutronului în mediu este invers proporţional cu secţiunea efectivă macroscopică.

$$l_i = \frac{1}{\sum_{iT}} = \frac{1}{\eta_A \sigma_{iT}} \qquad (I_{17})$$

$$l_a = \frac{1}{\sum_{aT}} = \frac{1}{\eta_A \sigma_{aT}}, \qquad (I_{18})$$

unde: σ_{iT} şi σ_{aT} = secţiunile efective de difuzie şi de captare a neutronilor termici.

Valoarea totală a parcursului liber mediu a neutronului termic se determină prin expresia [2,6]:

$$\frac{1}{l} = \frac{1}{l_i} + \frac{1}{l_a} \qquad (I_{19})$$

În ipoteza că valoarea parcursului liber mediu de difuzie a neutronilor termici în mediu nu depinde de viteza (energia) neutronului, coeficientul de difuzie se va determina pentru medii care nu conţin hidrogen din relaţia [5,6]:

$$D = \frac{l \cdot V}{3}. \qquad (I_{20})$$

Pentru medii cu conţinut în hidrogen, are loc anizotropia difuziei neutronilor termici, iar coeficientul de difuzie va fi determinat de relaţia [5].

$$D = \frac{l \cdot V}{3\left(1 - \frac{2}{3A}\right)}, \qquad (I_{21})$$

unde $\frac{2}{3A}$ reprezintă valoarea cosinusului mediu al unghiului de difuzie.

Lungimea difuziei în medii care nu conţin hidrogen, în cazul absorbţiei slabe ($l_a \gg l_i$) se determină din relaţia [2,6]:

$$L^2 = D \cdot \tau = \frac{l_i \cdot l_a}{3}. \qquad (I_{22})$$

Pentru medii cu conţinut de hidrogen, formula analogă capătă aspectul:

$$L^2 = \frac{l_i \cdot l_a}{3\left(1 - \frac{2}{3A}\right)} = \frac{l_i \cdot l_a}{3(1 - \cos\theta)}. \qquad (I_{23})$$

Parametrii difuziei D, L şi τ se calculează, pentru anumite cazuri pentru neutronii rapizi, intermediari şi lenţi şi se folosesc pentru studiul modului de repartizare a acestora în substanţă.

I.4. PROPRIETĂŢILE ROCILOR ÎN RAPORT CU NEUTRONII

După cum s-a arătat, interacţiunea neutronilor cu substanţa depinde atît de compoziţia acesteia (greutatea atomică) cît şi de energia neutronilor.

În funcţie de variaţia compoziţiei substanţei, variază şi raportul între secţiunile de absorbţie şi difuzie. Probabilitatea fiecărui fenomen variază în funcţie de predominarea unora sau altora din elementele rocii sau a mineralului.

Avînd în vedere că în geofizica de sondă se folosesc surse de neutroni rapizi, în urma interacţiunii neutronilor cu nucleele rocii se produce încetinirea lor pînă la energii termice, iar ulterior captarea de nucleele rocii în procesul de difuzie.

Proprietăţile de încetinire ale mediului sînt caracterizate de lungimea de încetinire L_F sau de parametrul de încetinire L_f care se determină din relaţiile:

$$L_F = \sqrt{\frac{\overline{R}^2}{6}}; \quad L_f = \frac{L_F}{\sqrt{2}}.$$

Valoarea patratului mediu al distanţei de deplasare a neutronilor de la sursă în timpul încetinirii lor, în substanţe compuse din nuclee de acelaşi fel, se determină cu ajutorul relaţiilor (I_{13}), pentru secţiuni de împrăştiere constante şi, (I_{14}) pentru cazurile cînd secţiunea variază cu energia.

Pentru substanţele cu compoziţie chimică complexă, cum sînt rocile, expresiile pentru R^2 vor avea următorul aspect:

$$\overline{R}^2 = \frac{2\lambda_{i\Sigma}^2 \cdot u}{(1 - \nu_\Sigma) \cdot \xi_\Sigma}, \qquad (I_{24})$$

pentru cazul cînd secţiunea de împrăştiere nu variază cu energia şi

$$\overline{R}^2 = 2\int_0^u \frac{\lambda_{i\Sigma(u)}^2 \cdot du}{(1 - \nu_\Sigma) \cdot \xi_\Sigma}, \qquad (I_{25})$$

pentru cazul cînd secţiunea de împrăştiere variază cu energia.

În relațiile de mai sus s-au introdus următoarele notații:

$$\lambda_{i\Sigma} = \frac{1}{\sum\limits_{Aj} \eta_{Aj}\sigma_{ij}} = \frac{1{,}66}{\rho \sum\limits_{Aj} \frac{p_i \sigma_{ij}}{A_j \cdot 100\,\%}}, \qquad (I_{26})$$

unde η_{Aj} = numărul nucleelor cu masă A în mediul cu densitate;
p_i = conținutul în procente de greutate al nucleelor în masă A_j
$\sigma_{ij'}$ = secțiunea de împrăștiere a nucleelor cu masă A_j.

$$\nu_\Sigma = \frac{2}{3} \sum_{AJ} \frac{\lambda_{i\Sigma}}{\lambda_i A_j \cdot A_j} \qquad (I_{27})$$

$$\xi_\Sigma = \sum_{AJ'} \frac{\lambda_{i\Sigma}}{\lambda_i A_{j'}} \xi_j \qquad (I_{28})$$

Aceste expresii sînt valabile numai pentru medii care nu conțin hidrogen.

Pentru medii cu conținut de hidrogen, lungimea de încetinire L_F sau parametrul L_f se determină pe cale experimentală.

Formulele citate sînt valabile numai pentru calculul încetinirii neutronilor emiși de o sursă monoenergetică.

Sursele întrebuințate în practică nu sînt monoenergetice, ci au un spectru complicat. Din aceste motive, în practică se folosesc valorile obținute experimental [3, 6, 9].

Proprietățile de difuzie a rocilor sînt determinate de trei parametri: lungimea de difuzie L, durata medie de viață a neutronului τ și coeficientul de difuzie D.

Valoarea parametrului D se determină din expresiile (I_{20}) și (I_{21}).

Valoarea timpului mediu de viață a neutronului τ se calculează după relația:

$$D \cdot \tau = L^2.$$

Valoarea lungimii de difuzie L se determină după relațiile (I_{22}) și (I_{23}) în funcție de proprietățile de încetinire și absorbție a rocilor.

Parametrii D, τ și L se pot exprima la rîndul lor prin intermediul vitezei neutronilor termici V și valoarea parcursurilor libere medii de încetinire l_i și absorbție l_a.

Viteza neutronilor termici în mediul cu o temperatură de 290°K este de $2{,}2 \cdot 10^5$ cm/s.

Pentru roci, expresiile pentru l_i și l_a au următorul aspect:

$$l_{i\Sigma} = \frac{1}{\sum\limits_{Aj} \eta_{Aj}\sigma_i t_j} = \frac{1{,}66}{\rho \sum\limits_{Aj} \frac{p_j \sigma_i t_j}{A_j \cdot 100\,\%}} \qquad (I_{29})$$

$$l_{a\Sigma} = \frac{1}{\sum\limits_{Aj} \eta_{Aj}\sigma_a t_j} = \frac{1{,}66}{\rho \sum \frac{p_j \sigma_a t_j}{A_j \cdot 100\,\%}}. \qquad (I_{30})$$

Pentru calculul lungimii și a coeficientului de difuzie în rocile cu conținut de hidrogen în locul lungimii de difuzie a neutronilor termici se introduce lungimea de transport a parcursului :

$$l_t = \frac{l_i}{1 - \overline{\gamma}}, \qquad (I_{31})$$

unde : $\overline{\gamma}$ = cosinusul mediu al unghiului de difuzie.

Valoarea cosinusului mediu al unghiului de difuzie se determină experimental.

În tabela 2 se prezintă valorile parametrilor neutronici pentru o serie de roci [3, 6].

II. METODE DE INVESTIGARE A SONDELOR CU SURSE STAȚIONARE

II.1. METODA NEUTRON — NEUTRONICA

Metoda de carotaj radioactiv bazată pe măsurarea densității neutronilor, încetiniți și difuzați în gaura de sondă și în roci, emiși de o sursă staționară oarecare de neutroni rapizi instalată împreună cu un detector de neutroni în aparatul de fund, este cunoscută sub denumirea de carotaj neutron-neutronic. Uneori această metodă figurează sub numele de carotaj neutronic (C N). În S.U.A. sub numele de carotaj neutronic se înțelege carotajul neutron-gama, iar în țara noastră, sub termenul de carotaj neutronic se înțelege atît carotajul neutron-neutronic cît și carotajul neutron-gama.

Metoda neutron-neutronică are două variante : carotaj neutron-neutronic-epitermic (măsurarea densității neutronilor epitermici) și carotaj neutron-neutronic-termic (măsurarea densității neutronilor termici).

Metoda carotajului neutron-neutronic servește atît pentru determinarea porozității și a saturației colectorilor cu țiței (după conținutul de hidrogen) cît și a conținutului de elemente puternic absorbante, cum sînt borul, clorul etc. din roci.

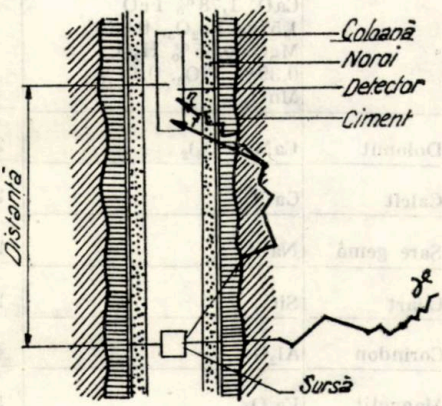


Fig. 5. — Schema de principiu a unei electrode de carotaj neutron-neutronic.

Pentru investigarea găurilor de sondă cu ajutorul metodei neutron-neutronice se folosesc în general aparatele standard de carotaj radioactiv, cu detectori de neutroni. Schema de principiu a metodelor de investigare neutronice este indicată în figura 5.

Detectorii pentru neutroni sînt contoare de tip Geiger conținînd un înveliș de bor sau cadmiu. Neutronii termici capturați de bor sau cadmiu produc o reacție (n, α), radiația obținută declanșînd funcționarea contorului.

Tabela 2

Roca sau mineralul	Compoziția chimică	ρ g/cm³	l_t cm	l_a cm	L_F cm	L cm	$\tau \times 10^4$ secunde
0	1	2	3	4	5	6	7
Anhidrid	$CaSO_4$	2,94	2,70	74	27	8,10	3,4
Antracit	C—95%, H—3%, O—2%	1,5	0,63	114	—	4,9	5,2
Așarit	$Mg_2.B_2O_5.H_2O$ $Na_2.B_4O_7.IoH_2O$	2,68 1,705	0,69 0,275	0,0685 0,1235	— —	0,0622 0,0852	0,0031 0,0056
Apă	H_2O	1,0	0,32	8,0	7,7	2,30	2,20
Hematit	Fe_2O_3	5,1	1,5	10,7	34	2,3	0,49
Gips	$CaSO_4.2H_2O$	2,3	0,570	55,0	11	3,2	2,50
Argilă	65% SiO_2, 20% H_2O_3, 10% $CaCO_3$, 5% Fe_2O_3	1,88	3,3	197	—	14,7	8,9
Argilă 40% umiditate	65% SiO_2, 20% Al_2O_3 10% $CaCO_3$, 5% Fe_2O_3	2,2	0,64	75	—	4,0	3,4
Granit	70,18% SiO_2, 14,5% Al_2O_3, 3,48% Na_2O, 4,11% K_2O, 1,99% CaO, 1,78% FeO 1,57% Fe_2O_3, 0,83% MgO, 0,85% H_2O, 0,39% TiO_2, 0,12% MnO_2	2,65	3,1	97,0	—	10,3	4,41
Dolomit	$CaMg(CO_3)_2$	2,85	2,2	116	—	9,2	5,3
Calcit	$CaCO_3$	2,72	2,3	119	—	9,5	5,4
Sare gemă	NaCl	2,15	3,3	1,35	35	1,2	5,4
Cuarț	SiO_2	2,65	3,81	2,34	—	17,0	10,6
Corindon	Al_2O_3	4,0	2,7	95,5	37	9,3	4,3
Magnetit	Fe_3O_4	5,05	1,55	10,6	—	2,3	0,480
Tiței	86% C, 14% H	0,875	0,28	43,0	9,3	2,0	1,9
Nisip (umiditate 25%)	95% SiO_2, 3% Al_2O_3, 2% Fe_2O_3	2,05	4,85	256	14	20	10,6
Cărbune brun	70% C, 7% H, 20% O, 3% S	1,3	0,37	56	—	2,6	2,5
Huilă	84% C, 6% H, 10% O.	1,35	0,4	65	—	2,9	2,9

Detectorii pentru neutronii epitermici sînt contori de scintilaţie echipaţi cu cristale de fluorură de bor sau litiu activate. Sursele folosite sînt de mai multe tipuri : surse Po-Be, cu un timp de înjumătăţire de 146 zile ; surse de Plutoniu-Beriliu cu un timp de înjumătăţire de 23 400 ani şi surse de Americiu — Beriliu cu un timp de înjumătăţire de 498 ani.

II.1.1. Bazele teoretice ale metodei

Calculul modului de distribuţie a densităţii neutronilor termici şi epitermici în rocile străbătute de gaura de sondă este o problemă destul de complicată şi a putut fi rezolvată prin folosirea metodei grupelor de energie, metodă aplicată frecvent la calculul reactoarelor nucleare [8, 10, 11].

Cunoscuta teorie a vîrstei lui Fermi permite obţinerea unei soluţii pentru o sursă punctuală într-un mediu omogen, în lipsa hidrogenului (5, 9, 10, 11).

$$q = \frac{Q}{(4\pi\theta)^{3/2}} \cdot e^{-r^2/4\theta} \qquad (II_1)$$

unde q = densitatea de încetinire în neutroni/cm^{3}s
Q = puterea sursei în neutroni/s.
r = distanţa de la sursă
θ = vîrsta lui Fermi.

Această teorie nu dă rezultate bune în medii cu hidrogen şi în plus aplicarea ei la medii multiple, este plină de dificultăţi, dintre care, principala este aceea că la trecerea dintr-un mediu în altul, vîrsta neutronului se schimbă, vîrsta lui fiind o proprietate care depinde atît de energia neutronului cît şi de proprietăţile mediului [10, 11].

În scopul eliminării acestor dificultăţi s-a aplicat teoria grupelor de difuzie pentru unul, două sau trei medii cilindrice coaxiale.

În această teorie, neutronii sînt priviţi difuzînd la o energie constantă, sărind la o altă energie mai mică tot constantă, difuzînd în continuare ş.a.m.d. În forma ei simplificată, teoria grupelor se reduce la una sau două grupe.

Metoda grupelor, pentru cercetarea distribuţiei neutronilor în găurile de sondă, a fost aplicată prima dată de A.E. Glaubermann şi I.I. Talianski în anul 1957 [6, 9]. Mai tîrziu apar lucrările lui A.C. Barsucov [9], Filipov E.M., şi ale lui C.W. Tittle [11].

Pentru studiul distribuţiei densităţii neutronilor în mediile cercetate prin metoda grupelor, lucrările se execută numai cu neutroni încadraţi în aceeaşi grupă. În felul acesta, nu se poate descrie încetinirea neutronilor. Descrierea încetinirii a fost încercată să se facă prin două grupe energetice, însă aproximarea pe baza a două grupe este neprecisă. Precizia calculelor creşte cu mărimea numărului grupelor, dar în acelaşi timp creşte şi gradul de dificultate al problemei.

Pentru calculul distribuției densității neutronilor termici și epitermici în sondă și în rocă, se pleacă de la ecuația de difuzie obținută de Glasstone și Edlund în anul 1952 [11].

$$D \cdot \nabla^2 N - \frac{N}{\tau} + S' = \frac{\partial N}{\partial t}, \qquad (II_2)$$

unde: N = fluxul de neutroni în neutroni/cm² s.
τ = viața medie a neutronului în mediu
D = coeficientul de difuzie
S = puterea sursei
t = timpul.

În caz staționar, ecuația (II_2) are următorul aspect:

$$D \cdot \nabla^2 N - \frac{N}{\tau} = -S. \qquad (II_3)$$

În toate punctele, cu excepția originei, termenul sursei este zero și ecuația poate fi scrisă sub forma:

$$\nabla^2 N - \frac{N}{D \cdot \tau} = 0. \qquad (II_4)$$

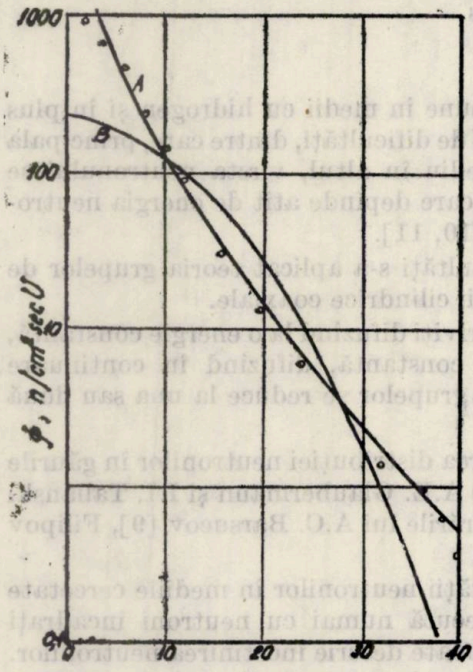


Fig. 6. — Comparație între teoriile difuziei și vîrstei cu date experimentale [35].
A — teoria de difuzie pentru o grupă
B — teoria vîrstei

Pentru un mediu omogen infinit, această ecuație a fost rezolvată de o serie de autori, printre care și C. W. Tittle, care dă următoarea soluție [11]:

$$N = \frac{Q}{4\pi D} \cdot \frac{1}{r} \cdot e^{-r/L_F} \qquad (II_5)$$

unde: L_F = lungimea de încetinire.

În figura 6 se indică cum ecuația aproximativă descrie distribuția neutronilor epitermici în apă în comparație cu distribuția obținută din datele experimentale (puncte) și din ecuația de vîrstă a lui Fermi (curba B) [11].

Pentru medii cilindrice, metoda grupelor a permis rezolvarea ecuației difuziei în cazul unor medii formate din doi cilindri [10] și trei cilindri [12].

Ecuațiile de difuzie a neutronilor în două medii, ținînd cont de

absorbția acestora (reală și condiționată de trecerea lor în grupa următoare) au următorul aspect [10, 11]:

$$D_{1S}\cdot\nabla^2 N_{1S}-\frac{N_{1S}}{\tau_{1S}}=0$$

$$D_{1R}\cdot\nabla^2 N_{1R}-\frac{N_{1R}}{\tau_{1R}}=0 \qquad (II_6)$$

pentru neutronii din prima grupă, care se încetinesc de la energia inițială la energia epitermică și

$$D_{2S}\cdot\nabla^2 N_{2S}-\frac{N_{2S}}{\tau_{2S}}+\frac{N_{1S}}{\tau_{1S}}=0$$

$$D_{2R}\cdot\nabla^2 N_{2R}-\frac{N_{2R}}{\tau_{2R}}+\frac{N_{1R}}{\tau_{1R}}=0 \qquad (II_7)$$

pentru neutronii din grupa a doua care se încetinesc de la energia epitermică la energia termică.

În ecuațiile de mai sus sînt introduse următoarele simboluri:

1 și 2 = indicele grupei

S și R = indicele mediului, sondă și respectiv rocă.

$D_{1S}\cdot D_{1R}\cdot D_{2S}\cdot D_{2R}$ = coeficienții de difuzie a neutronilor din grupa 1 și 2 în sondă și rocă;

$N_{1S}\cdot N_{1R}\cdot N_{2S}\cdot N_{2R}$ = fluxul de neutroni în sondă și rocă;

τ_{1S}, τ_{1R}, τ_{2S}, τ_{2R} = timpul de viață al neutronilor din grupele 1 și 2 în sondă și rocă.

Rezolvarea sistemelor de ecuații diferențiale (II—6) și (II—7) trebuie să satisfacă următoarele condiții la limită:

a) *Condiția de continuitate.* Continuitatea fluxului și a componentei normale a curentului la granița dintre cele două medii:

$$N_{iS}=N_{iR} \qquad (II_8)$$

$$D_{iS}\frac{\partial N_{iS}}{\partial r}=D_{iR}\cdot\frac{\partial N_{iR}}{\partial r}, \qquad (II_9)$$

pentru $r=R_0$, unde R_0 = raza sondei și

$$i=1,2.$$

b) *Condițiile de graniță* sînt condițiile de zero și infinit pentru $r=\sqrt{\rho^2+z^2}$.

La condiția zero este necesar ca :

$$N_{iS}^{(0)}(r)_{r\to 0} < \infty, \qquad \text{unde } i = 1,2. \tag{II$_{10}$}$$

La condiția de infinit este necesar ca :

$$N_{iR}^{(\infty)}(r, z)_{r\to\infty} = 0, \qquad i = 1,2. \tag{II$_{11}$}$$

c) *Condiția de simetrie.* Funcția de sursă nu depinde de φ și este simetrică după z ; atunci :

$$N_i(-z) = N_i(z)$$

$$\frac{\partial N}{\partial \rho} = 0. \tag{II$_{12}$}$$

d) *Condiția de normare a curentului sursei în origine*

$$\lim_{\vec{r}\to 0} D_{iS}\cdot A\cdot \int_{\vec{r}} N'(\vec{r})\cdot \mathrm{d}\vec{r} = 4\pi D_i A = Q. \tag{II$_{13}$}$$

unde : A = constantă
Q = puterea sursei
N' = soluția sistemului diferențial (II$_6$).

Sistemul de ecuații diferențiale (II$_6$) în coordonate cilindrice se scrie sub forma :

$$D_{iS}\left(\frac{\partial^2 N_{iS}}{\partial r^2} + \frac{1}{r}\frac{\partial N_{iS}}{\partial r^2} + \frac{\partial^2 N_{iS}}{\partial z^2}\right) - \frac{N_{iS}}{\tau_{iS}} = 0 \tag{II$_{14}$}$$

$$D_{iR}\left(\frac{\partial^2 N_{iR}}{\partial r^2} + \frac{1}{r}\frac{\partial N_{iR}}{\partial r^2} + \frac{\partial^2 N_{iR}}{\partial z^2}\right) - \frac{N_{iR}}{\tau_{iR}} = 0. \tag{II$_{15}$}$$

Pentru rezolvarea acestui sistem, funcțiile cunoscute se descompun după z folosind integrala Fourier [10] :

$$N_i(r, z) = \frac{1}{2\pi}\int_{-\infty}^{+\infty} \mathrm{e}^{ikz}\,\varphi_i(r, k)\,\mathrm{d}k. \tag{II$_{16}$}$$

Ca rezultat vom obține un sistem de ecuații de aspectul :

$$\begin{aligned} &\frac{\mathrm{d}^2\varphi_{iS}}{\mathrm{d}r^2} + \frac{1}{2}\frac{\mathrm{d}\varphi_{iS}}{\mathrm{d}r} - \left(K^2 + \frac{1}{D_{iS}\cdot\tau_{iS}}\right)\varphi_{iS} = 0 \\ &\frac{\mathrm{d}^2\varphi_{iR}}{\mathrm{d}r^2} + \frac{1}{2}\frac{\mathrm{d}\varphi_{iR}}{\mathrm{d}r} - \left(K^2 + \frac{1}{D_{ir}\cdot\tau_{iR}}\right)\varphi_{iR} = 0. \end{aligned} \tag{II$_{17}$}$$

Rezolvînd acest sistem, aplicînd transformarea Fourier şi punînd condiţiile de limită în final se obţin următoarele expresii pentru densitatea neutronilor epitermici în sondă şi în rocă (7, 10).

$$N_{iS} = \frac{Q}{4\pi D_{iS}} \left\{ \frac{\exp\left(-K_S\sqrt{r^2+z^2}\right)}{\sqrt{r^2+z^2}} + \frac{2}{\pi}\int_0^\infty F_1(x)\cdot I_0\left(\frac{\nu_S\cdot r}{K_0}\right)\cos(x,z)\mathrm{d}x \right\} \tag{II$_{18}$}$$

$$N_{iR} = \frac{Q}{4\pi D_{iS}}\cdot\frac{2}{\pi}\int_0^\infty F_2(x)\cdot K_0\left(\frac{\nu_R\cdot r}{R_0}\right)\cos(x,z)\mathrm{d}x. \tag{II$_{19}$}$$

unde χ = parametrul de separare

$$K_S^2 = \frac{1}{D_{1S}\cdot\tau_{1S}} \quad \text{şi} \quad K_R^2 = \frac{1}{D_{1R}\cdot\tau_{1R}}$$

$$\nu_S = R_0\sqrt{x^2+K_S^2} \text{ şi } \nu_R = \sqrt{x^2+K_R^2}\cdot$$

Funcţiile F_1 şi F_2 se determină pe baza condiţiilor la limită şi au următorul aspect :

$$F_1(x) = \frac{\gamma_1}{\beta_1}; \quad F_2(x) = \frac{D_{1S}}{\beta_{1S}}$$

unde :

$$\gamma_1 = D_{1S}\cdot\nu_S\cdot K_1(\nu_S)\cdot K_0(\nu_R) - D_{1R}\cdot\nu_R\cdot K_0(\nu_S)\cdot K_1(\nu_R)$$

$$\beta_1 = D_{1S}\cdot\nu_S\cdot I_1(\nu_S)\cdot K_0(\nu_R) + D_{1R}\cdot\nu_R\cdot I_0(\nu_S)\cdot K_1(\nu_R).$$

iar $I_0(\nu)$; $K_0(\nu)$ = funcţiile Bessel de ordinul 0, de argument imaginar ; $I_1(\nu)$; $K_1(\nu)$ = funcţiile Bessel de ordinul I, de argument imaginar.

Relaţiile (II—18) şi (II—19) reprezintă densitatea neutronilor epitermici în sondă şi în rocă şi au fost obţinute de D.E. Glauberman şi I.I. Talianskii [10] în ipoteza că proprietăţile absorbante ale mediilor sînt neglijabile în raport cu proprietăţile de difuzie.

Pentru un mediu format din trei cilindri concentrici de înălţime finită (b) C.W. Tittle rezolvînd ecuaţia difuziei prin metoda separării variabilelor, pentru cazul unei singure grupe, obţine următoarea expresie pentru densitatea neutronilor termici în sondă : [12]

$$N_{1S} = \frac{Q}{4\pi D_i}\left\{ \exp\frac{\left(-\frac{\sqrt{r^2+z^2}}{L_{1S}}\right)}{\sqrt{r^2+q^2}} + \frac{1}{h}\sum\frac{A_u}{B_u}I_0(\alpha_u, r)\cos\lambda_u, z \right\} \tag{II$_{20}$}$$

unde : $I_0(X)$ = funcţia Bessel modificată de ordinul zero

şi

$$\alpha_u = \left(\lambda_u^2 + \frac{1}{L_1^2}\right)^{1/2} \qquad (II_{21})$$

iar λ_u = valorile proprii obţinute din condiţiile la limită pentru 0 la $z = h$.

$$\lambda_u = \frac{n \cdot \pi}{2h} \qquad \text{pentru } u = 1,3,5 \ldots$$

$$\beta_u = \frac{Q}{2\pi D_i h} \qquad (II_{22})$$

$$A_u = \beta_u \left\{ \frac{D_1 \cdot \alpha_u \cdot K_1(\alpha_u, a)[K_0(\beta_u, a) + M_u I_0(\beta_u, a)] -}{D_1 \cdot \alpha_u \cdot I_1(\alpha_u, a)[K_0(\beta_u, a) + M_u I_0(\beta_u, a)] +} \right.$$

$$\left. \frac{- D_2 \cdot \beta_u \cdot K_0(\alpha_u, a)[K_1(\beta_u, a) - M_u I_1(\beta_u, a)]}{+ D_2 \cdot \beta_u \cdot I_0(\alpha_u, a)[K_1(\beta_u, a) - M_u I_1(\beta_u, a)]} \right\}$$

$$\beta_u = \left(\lambda_u^2 + \frac{1}{L_2^2}\right)^{1/2}$$

$$\gamma_u = \left(\lambda_u^2 + \frac{1}{L_3^2}\right)^{1/2}$$

$$M_u = \frac{\beta_u \cdot D_2 \cdot K_1(\beta_u, b) \cdot K_0(\gamma_u, b) - \gamma_u D_3 \cdot K_0(\beta_u, b) \cdot K_1(\gamma_u, b)}{\beta_u \cdot D_2 \cdot I_1(\beta_u, b) \cdot K_0(\gamma_u, b) + \gamma_u D_3 \cdot I_0(\beta_u, b) \cdot K_0(\gamma_u, b)}$$

D_1, D_2, D_3 = coeficienţii de difuzie pentru mediile cilindrice 1, 2, 3;
L_1, L_2, L_3 = lungimile de încetinire (difuzie) pentru mediile 1, 2, 3;
a, b = razele cilindrilor interiori.

Relaţia II-a stă la baza cercetărilor teoretice şi experimentale care au condus la punerea la punct a metodei neutronice: Neutron Epithermal Log. Model — D.H. 125 — a Societăţii P.G.A.C.

Distribuţia neutronilor termici în sondă şi în roci a fost obţinută de A.E. Glauberman şi I.I. Talianskii prin rezolvarea sistemului de ecuaţii diferenţiale (II_7).

Sistemul de ecuaţii (II_7) poate fi scris sub forma:

$$\nabla^2 N_{2S} - H_S^2 N_{2S} = \varphi_S N_{1S}$$
$$\nabla^2 N_{2R} - H_R^2 N_{2R} = \varphi_R N_{1R} \qquad (II_{23})$$

unde:

$$H_S^2 = \frac{1}{D_{2S} \cdot \tau_{2S}}; \qquad H_R^2 = \frac{1}{D_{2R} \cdot \tau_{2R}}$$

$$\varphi_S = \frac{-1}{D_{2S}\, \tau_{2S}}; \qquad \varphi_R = \frac{-1}{D_{2R} \cdot \tau_{2R}}$$

Soluţiile sistemului de ecuaţii de mai sus se găsesc sub formă de integrale Fourier :

$$\hat{N}_{2S} = \frac{2}{\pi}\int_0^\infty \psi_1(x, r)\cdot \cos(x, z)\, dx \qquad (II_{24})$$

$$\hat{N}_{2R} = \frac{2}{\pi}\int_0^\infty \psi_2(x, r)\cos(x, z)\, dx \qquad (II_{25})$$

Pentru funcţiile ψ_1, şi ψ_2 se obţin ecuaţiile obişnuite omogene, avînd forma :

$$\psi_1(x, r) = \alpha_S\left[F_1(x) + I_0\left(\frac{\nu_S\cdot r}{R_0}\right) + K_0\left(\frac{\nu_S\cdot r}{R_0}\right)\right] \qquad (II_{26})$$

$$\psi_2(x, r) = \alpha_R\left[F_2(x)\cdot K_0\left(\frac{\nu_R\cdot r}{R_0}\right)\right] \qquad (II_{27})$$

unde :

$$\alpha_S = \frac{1}{D_{2S}\cdot\tau\,(H_S^2 - K_S^2)}; \quad \alpha_R = \frac{1}{D_{2S}\,\tau_{1S}\,(H_R^2 - K_R^2)}.$$

Soluţia generală a problemei se poate reda definitiv sub aspectul :

$$N_{2S} = \hat{N}_{2S} + \frac{2}{\pi}\int_0^\infty \Phi_1(x)\cdot I_0\left(\frac{\mu_S\cdot r}{R_0}\right)\cos(x, z)\, dx \qquad (II_{28})$$

$$N_{2R} = \hat{N}_{2R} + \frac{2}{\pi}\left(\int_0^\infty \Phi_2(x)\cdot K_0\left(\frac{\mu_R\cdot r}{R_0}\right)\cdot\cos(x, z)\, dx\right. \qquad (II_{29})$$

unde :

$$\mu_S = R_0\sqrt{x^2 + H_S^2}; \quad \mu_R = R_0\sqrt{x^2 + H_R^2}$$

Funcţiile $\Phi_1(x)$ şi $\Phi_2(x)$ au următorul aspect :

$$\Phi_1(x) = \frac{\gamma_2}{\beta_1\,\beta_2}; \quad \Phi_2(x) = \frac{\gamma_3}{\beta_1\,\beta_2},$$

unde :

$$\beta_2 = D_{2S}\cdot\mu_S\cdot I_1(\mu_S)\cdot K_0(\mu_R) + D_{2R}\cdot\mu_R\cdot K_1(\mu_R)\cdot I_0(\mu_R)$$

$$\gamma_2 = (\alpha_R - \alpha_1)\cdot D_{2R}\cdot D_{1R} - \mu_R(\nu_R)\cdot K_1(\mu_R) +$$
$$+ (D_{2R}\cdot D_{1S}\,\alpha_R - D_{2S}\cdot D_{2R}\cdot\alpha_S)\,\nu_R\cdot K_1(\nu_R)\cdot K_0(\mu_R)$$

$$\gamma_3 = (D_{2R}\cdot D_{1S}\,\alpha_R - D_{2S}\cdot D_{2S}\cdot\alpha_S)\,\nu_R\cdot K_1(\nu_R)\cdot I_0(\mu_S) -$$
$$- (\alpha_R - \alpha_S)\cdot D_{1S} D_{2S}\,\mu_S - K_0(\nu_S)\cdot I_1(\mu_S).$$

După normare, după puterea sursei, se obțin expresiile pentru densitatea neutronilor termici în sondă și în rocă :

$$N_{2S} = \frac{Q}{4\pi D_{1S}} \cdot \left\{ \frac{\exp\left(-K_S \sqrt{r^2 + z^2}\right)}{\sqrt{r^2 + z^2}} + \right.$$

$$+ \frac{2}{\pi} \alpha_S \int_0^\infty F_1(x)\, I_0\left(\frac{\mu_S \cdot \nu}{R_0}\right) \cos(x, z)\, dx + \frac{2}{\pi} \int_0^\infty \Phi_1(x) \cdot \quad (II_{30})$$

$$\left. \cdot I_0\left(\frac{\mu_S \cdot r}{R_0}\right) \cdot \cos(x, z) \cdot dx \right\} \cdot$$

$$N_{2R} = \frac{Q}{4\pi D_{1S}} \left\{ \frac{2}{\pi} \alpha_R \int_0^\infty F_2(x) \cdot K_0 \frac{\nu_R \cdot r}{R_0} \right) \cdot \cos(x, z)\, dx + \quad (II_{31})$$

$$+ \frac{2}{\pi} \cdot \int_0^\infty \Phi_2(x) \cdot K\left(\frac{\mu_R \cdot r}{R_0}\right) \cdot \cos(x, z)\, dx \}.$$

Expresiile (II_{18}), (II_{19}), (II_{20}) care redau distribuția neutronilor epitermici și (II_{30}), (II_{31}) care redau distribuția neutronilor termici în sondă și în rocă, au fost folosite pentru calculul distribuției neutronilor în diferite medii cu conținut de hidrogen sau cu conținut de elemente absorbante.

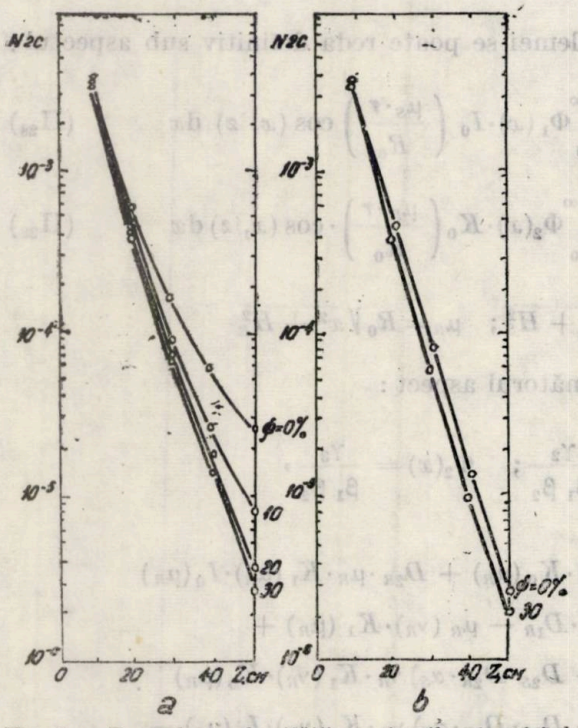


Fig. 7. — Dependența densității neutronilor termici de dimensiunile electrodei în sonde cu raza $Ro = 10$ cm (2) și $Ro = 15$ cm (b) [34].

În lucrarea [13], I. I. Talianskii prezintă rezultatele calculelor privind distribuția neutronilor termici obținuți prin metoda grupelor în medii cu conținuturi de hidrogen. În lucrare, calculele sînt executate pentru calcare cu un grad diferit de porozitate saturate cu țiței. Energia inițială a neutronilor a fost de 5 M eV, iar energia finală de 0,05 M eV.

În figura 7 este indicată dependența neutronilor termici de dimensiunile electrodei (z) în gaura sondei cu raza de 10 și 15 cm. Porozitatea stratului a oscilat de la 0—30 %.

Din calcule și din figură se constată că panta curbelor dependenței curentului de neutroni de

distanța z de la sursă crește cu mărimea porozității și că panta se accentuează în funcție de creșterea diametrului sondei.

În sondele cu diametru mare, gradul de porozitate nu influențează practic asupra rezultatelor. Așa cum se vede din figura 7 b, pentru sonde cu diametrul de 150 mm, pentru stratele cu porozitate 0% și 30%, curbele sînt aproape identice.

Dependența densității neutronilor termici în gaura de sondă de porozitatea stratului, funcție de dimensiunile electrodei (z) este arătată în figura 8.

Din această figură se constată că proporțional cu creșterea dimensiunilor electrodei (z) crește și sensibilitatea metodei. Pentru dimensiuni ale lui z mai mici de 20 cm, practic nu există posibilitatea diferențierii după porozitate [13].

Dependența densității neutronilor de variația diametrului sondei (R_0) pentru trei tipuri de electrode ($z = 10$ cm, 30 cm și 50 cm) și pentru diferite porozități este indicată în figura 9 [6].

Din această figură reiese că în cazul electrodelor mici ($z = 10$ cm) și a porozităților mici, densitatea neutronilor termici crește rapid în funcție de raza sondei, pînă la o anumită rază a sondei ($R_0 \simeq 5$ cm), după care, creșterea devine mai lentă și atinge un maxim, iar apoi tinde asimptotic spre valoarea densității neutronilor în fluidul de foraj.

Acest fapt este explicabil prin aceea că diferențele între parametrii neutronici ai stratului și sondei sînt mari, iar mărimea razei sondei influiențează puternic asupra densității curentului de neutroni.

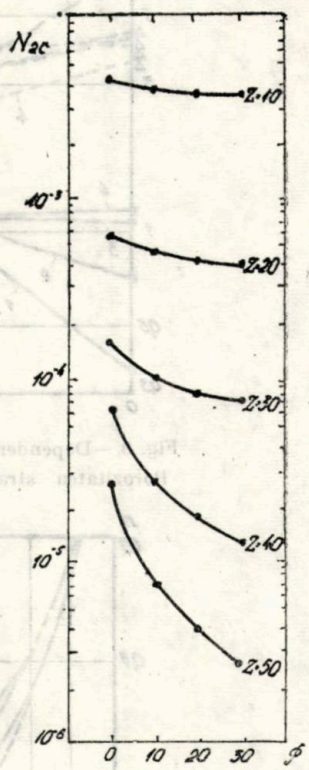


Fig. 8. — Dependența densității neutronilor termici de porozitatea rocii și dimensiunile electrodei (z) [17].

Pentru stratele cu porozități mai mari și mai ales pentru electrode cu distanțe mai mari de 20 cm, creșterea diametrului găurilor de sondă determină scăderea densității neutronilor, iar panta curbelor crește. La mărirea razei de la 0 la 150 mm, panta curbei corespunzătoare porozității de 30% practic nu se schimbă. Acest lucru se explică prin faptul că la o porozitate de 30% diferența dintre parametrii neutronici ai stratului și ai fluidului de foraj nu este prea mare.

Pentru toate razele sondei, dependența curentului de neutroni de porozitate este mai accentuată la electrode mari ($z > 30$ cm). Din această cauză, la construcția aparatului se folosesc distanțe mai mari de 30 cm între sursă și contor [6, 7, 13].

Rezultatele calculului modului de distribuție a neutronilor termici și epitermici în medii absorbante folosind soluțiile obținute prin metoda grupelor, sînt prezentate în lucrarea [7].

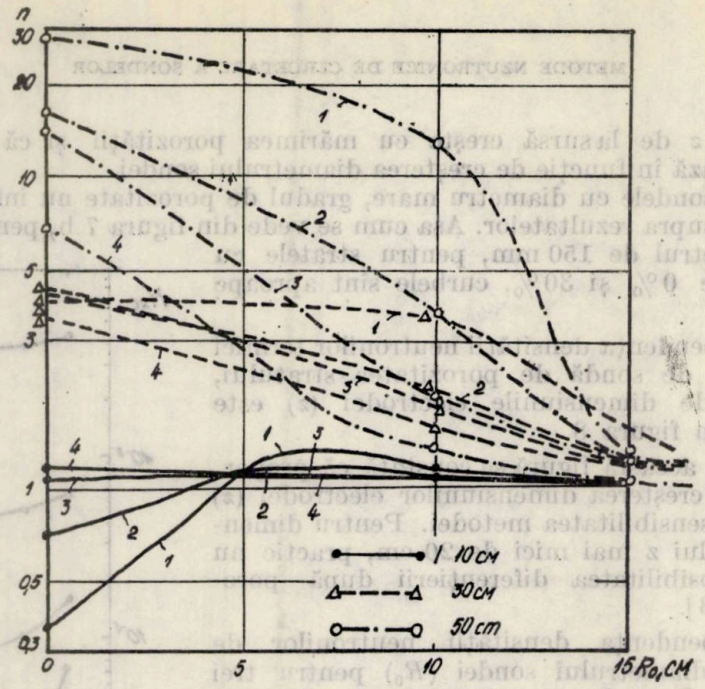


Fig. 9.—Dependența densității neutronilor termici de raza sondei [34].
Porozitatea stratului: 1—0%; 2°—10%; 3°—20%; 4°—30%.

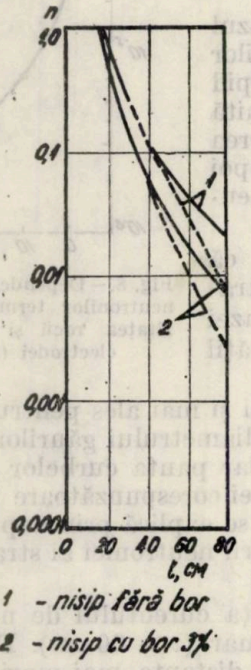


Fig. 10. — Diagrama de comparație a rezultatelor teoretice (curba continuă) cu datele experimentale (curba punctată) [8].

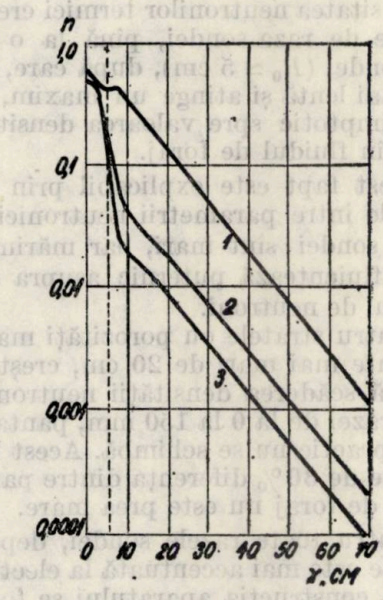


Fig. 11. — Dependența modului de distribuție a neutronilor epitermici în sondă, (Ro = 10 cm) în rocă și minereu la diferite distanțe de centrul sondei pentru o electrodă de 20 cm.

1 — gips; 2. gips cu 50% acharit; 3 acharit.

Calculele au fost efectuate pentru surse cu o energie inițială de 3,6 M.eV. Energia neutronilor epitermici s-a fixat la 1 eV, iar energia neutronilor termici la 0,025 eV.

Calculele au fost efectuate pentru roci și minereuri conținînd bor, litiu, cadmiu și samariu.

Dependența densității neutronilor epitermici, de dimensiunile electrodei sînt prezentate în comparație cu date experimentale, în figura 10. Experiențele au fost efectuate pe un model de sondă de 9 cm diametru, tubată cu o tablă de oțel de 1 mm grosime și umplută cu apă. Ca mediu înconjurător a fost folosit un nisip cu 8% umiditate, iar ca minereu de bor același nisip cu o concentrație de 3% bor (în greutate).

Din examinarea curbelor din fig. 10 rezultă că sensibilitatea metodei neutron-neutron-epitermici în raport cu variația concentrației de bor în rocă, crește proporțional cu creșterea lungimii electrodei, iar datele teoretice coincid cel mai bine în cazul înregistrării cu o electrodă de minim 40 cm.

Caracterul variației radiale a densității neutronilor epitermici este indicat în figura 11.

La limita de separație între sondă și rocă se observă o inflexiune bruscă a curbei, determinată de reflecția neutronilor de planul de separație. Un maxim în dreptul rocii care nu conține elemente absorbante denotă că neutronii epitermici sînt mai puțin absorbiți în rocă decît în gaura de sondă.

Minimul puternic din dreptul planului de separare, în dreptul minereului absorbant, denotă puternica absorbție în minereu a neutronilor epitermici. Densitatea neutronilor epitermici scade pînă la zero pe măsura îndepărtării de limita de separare și cu atît mai rapid cu cît este mai mare procentul de elemente absorbante în roci.

Dependența modului de distribuție a neutronilor epitermici în medii în funcție de diametrul sondei este arătat în figura 12.

Se constată că densitatea neutronilor crește inițial proporțional cu creșterea diametrului, iar apoi scade. În urma creșterii dimensiunilor electrodei se constată deplasarea maximului în direcția diametrului mai mic al sondelor în cazul rocilor în care lipsesc elementele absorbante și în direcția diametrului mai mare în cazul rocilor cu conținut de elemente absorbante.

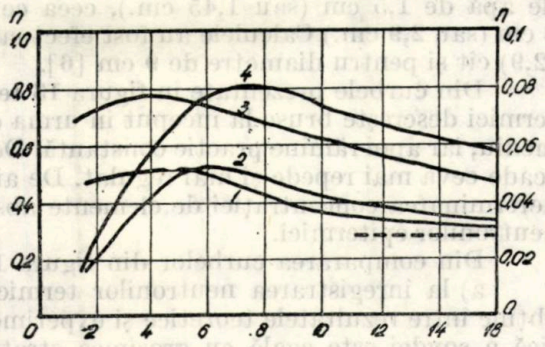


Fig. 12. — Dependența distribuției densității neutronilor termici de raza sondei.
1 și 2 raza sondei de 20 cm;
3 și 4 raza sondei de 40 cm

În figurile 13 și 14 este reprezentată dependența densității neutronilor epitermici și termici de conținutul de bor în nisip înregistrată într-un model

de sondă și în sondă reală [7]. Diametrul sondelor reale a fost de 8,9 cm și au fost umplute cu apă saturată cu NaCl. Înregistrările au fost efectuate cu aparat RARK dotat cu detectori de neutroni termici și epitermici. Deoarece aparatul avea diametrul de 6 cm, în jurul lui rămînea un strat

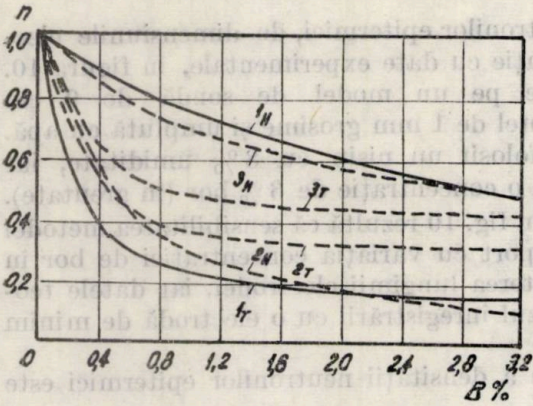


Fig. 13. — Diagrama de comparație a rezultatelor teoretice (curba punctată) și experimentale pentru electroda de 35 cm.

1 t; 2 t; 3 t — neutroni termici
1 n; 2 n; 3 n — neutroni epitermici
2 t; 2 n — diametrul sondei = 3 cm
3 t; 3 n — diametrul sondei = 9 cm

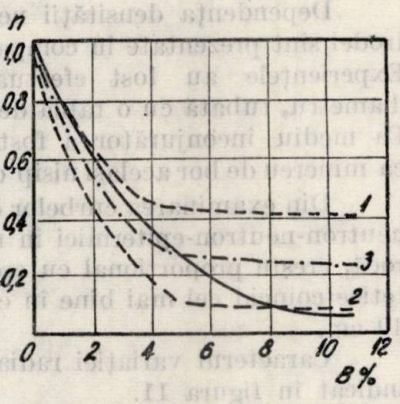


Fig. 14. — Curbele teoretice ale densității neutronilor termici pentru o electrodă de 2,9 cm [18].

1. densitatea neutronilor termici în centrul sondei de 2,9 cm
2. densitatea neutronilor termici în vecinătatea peretelui
3. media aritmetică calculată pe baza curbelor 1 și 2.

de apă de 1,5 cm (sau 1,45 cm.), ceea ce corespunde unui diametru de 3 cm (sau 2,9 cm.) Calculele au fost efectuate atît pentru diametre de 3 cm (2,9) cît și pentru diametre de 9 cm [6].

Din curbele prezentate în figura 13 rezultă că densitatea neutronilor termici descrește brusc la început în urma creșterii conținutului de bor în mediu, iar apoi rămîne practic constantă. Densitatea neutronilor epitermici scade ceva mai repede și mai regulat. De aici se trage concluzia că pentru determinarea concentrației de elemente absorbante este preferată metoda neutronilor epitermici.

Din compararea curbelor din figura 13 se pot trage concluziile :

a) la înregistrarea neutronilor termici o concordanță mai bună se obține între rezultatele teoretice și experimentele în cazul cînd raza teoretică a sondei este egală cu grosimea stratului de apă aflat între corpul dispozitivului și peretele sondei ;

b) la înregistrarea neutronilor epitermici o coincidență mai bună se constată în cazul cînd se ia în considerație raza totală a sondei.

Datele experimentale coincid mai bine cu cele teoretice cînd densitatea neutronilor termici se determină într-un punct situat la jumătatea distanței dintre axa sondei și perete.

Studiind concurența dintre procesul de încetinire a neutronilor pe hidrogen și absorbția lor pe nucleele de bor, L.M. Filipov [7] arată că reducerea conținutului de hidrogen (reducerea procesului de încetinire)

conduce la o creștere rapidă a densității neutronilor termici. Această concluzie este confirmată de curbele de dependență a neutronilor termici de conținutul în bor a gipsului (fig. 15). Creșterea conținutului în bor de la 0 la 10 %, conduce în primul caz la scăderea conținutului de hidrogen în mediu de la 2,56 pînă la 2,12 % (curba 1 %), iar în al doilea caz, la creșterea conținutului de hidrogen de la 2,56 la 2,70 % (curba 2). Diferența de 0,58 % (de la 2,70 pînă la 2,12 %) în conținutul de hidrogen determină o creștere densității neutronilor cu 8 %.

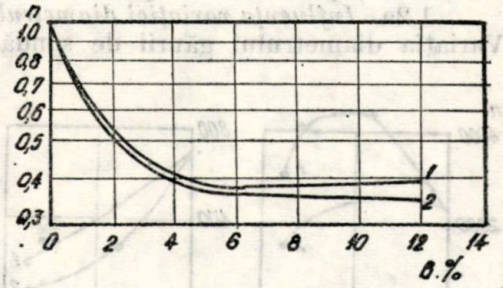


Fig. 15. — Dependența densității neutronilor termici în gaura de sondă de 2,9 cm, înregistrate cu o electrodă de 20 cm, de conținutul de bor prezent sub formă de acharit în gips.

1. Conținut de acharit pur în gips
2. Conținut de acharit cu apă în gips

În figura 16 este reprezentată distribuția neutronilor termici în minereuri conținînd litiu, mercur, cadmiu și samariu. Din curbele reprezentate în fig. 16 rezultă că scăderea densității neutronilor cu 10 % corespunde cu conținut de 0,23 % (în greutate) de litiu, 0,45 % mercur, 0,03 % cadmiu și de 0,03 % samariu.

Din lucrările prezentate se poate trage următoarea concluzie :

— pentru determinarea cantitativă a elementelor absorbante în rocă este necesar să se măsoare densitatea fluxului de neutroni epitermici ;

— pentru determinarea conținutului de elemente absorbante în roci, metoda neutron-neutronică trebuie combinată cu alte metode radioactive ;

— pentru determinarea naturii elementului absorbant trebuie făcute studii pentru alegerea unor electrode optime.

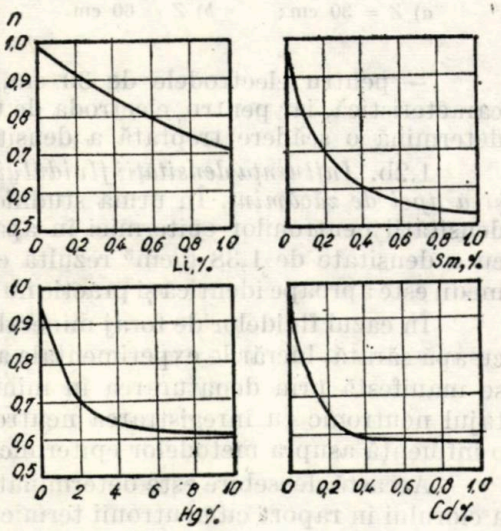


Fig. 16. — Dependența densității neutronilor termici, pentru o electrodă de 20 cm, de conținutul de litiu, mercur, cadmiu și samariu în roci [17].

II.1.2. Influența parametrilor dispozitivului de fund și a găurilor de sondă asupra distribuției neutronilor

Studiile efectuate în laborator, ca și practica de teren, indică faptul că prezența găurii de sondă și a fluidului de foraj, care o umple, denaturează mult rezultatele obținute, din care cauză trebuie lămurit în primul rînd

care este influența sondei, iar în al doilea rînd care sînt posibilitățile de eliminare a acestora.

În afară de acestea, asupra rezultatelor înregistrate influențează de asemenea și parametrii dispozitivului de fund introdus în gaura sondei.

1.2a. *Influența variației diametrului găurilor de sondă și a coloanei.* Variația diametrului găurii de sondă provoacă denaturarea densității neutronilor termici și epitermici atît în sondă cît și în rocă [3, 6, 7, 14]. Creșterea diametrului găurii de sondă conduce în general la descreșterea densității neutronilor pe axa sondei, așa cum se vede din figura 9.

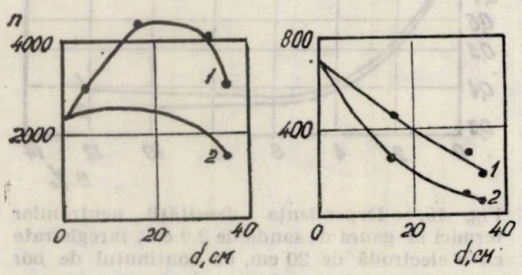


Fig. 17. — Dependența densității neutronilor termici de diametrul sondei tubate și netubate [4].

1. sonda netubată; 2. sonda tubată
a) $Z = 30$ cm; *b*) $Z = 60$ cm.

Dependența densității neutronilor termici de diametrul sondelor tubate și netubate, în roci, pentru electrode de 30 și 60 cm, este arătată în figura 17 [9] din care rezultă:

— prezența coloanei determină scăderea densității neutronilor înregistrați;

— pentru electrodele de 30 cm, curbele $N = f(R_0)$ au o maximă caracteristică, iar pentru electroda de 60 cm, creșterea diametrului sondei determină o scădere treptată a densității neutronilor termici.

1.2b. *Influența densității fluidului de foraj și a mineralizației noroiului și a apei de zăcămînt.* În urma studiilor efectuate de C.W. Tittle asupra densității neutronilor epitermici în apă și în fluidul de foraj cu baritină cu o densitate de 1,38 g/cm^3 rezultă că distribuția neutronilor în aceste medii este aproape identică și practic nu influențează asupra rezultatelor [6].

În cazul fluidelor de foraj mineralizate și a stratelor acvifere saturate cu apă sărată, lucrările experimentale arată că prezența clorului în acestea se manifestă prin denaturarea în minus a rezultatelor obținute la carotajul neutronic cu înregistrarea neutronilor termici și practic nu au nici o influență asupra metodelor epitermice [12].

Această deosebire este determinată de faptul că secțiunea de captură a clorului în raport cu neutronii termici este mare (31,5 barni) și se reduce o dată cu creșterea energiei neutronilor. Pentru neutronii epitermici captura în clor nu mai are practic nici un efect asupra rezultatelor.

1.2c. *Influența poziției dispozitivului de fund în gaura de sondă.* La investigarea sondelor electroda poate lua orice poziție în raport cu axa sondei. Shimbarea poziției electrodei determină variația în limite largi a densității neutronilor înregistrați. Acest lucru se explică prin aceea că poziția excentrică a dispozitivului de fund în gaura de sondă umplută cu lichid, conduce la creșterea procentului de neutroni difuzați în rocă și prin urmare la ridicarea procentului de ciocniri a neutronilor cu nucleele atomice în strat în raport cu numărul total al ciocnirilor.

Prin acest proces se ameliorează diferențierea profilelor neutronice [1, 3]. Remedierea se face fie prin folosirea dispozitivelor centrate pe axă, fie prin folosirea dispozitivelor de perete.

1.2d. *Influența turtei de noroi.* Prezența turtei de colmatare de natură argiloasă în dreptul colectorilor conduce la denaturarea rezultatelor. Astfel, un strat de turtă de 2 cm. grosime poate denatura rezultatele carotajului neutron-neutronic cu 20 — 30% [6].

Rezultă că este necesar de a urmări diametrul găurii de sondă și de a determina grosimea turtei pentru introducerea corecțiilor necesare.

1.2e. *Influența poziției excentrice a coloanei și a inelului de ciment.* Prezența coloanelor cimentate denaturează foarte mult rezultatele înregistrării. Datorită faptului că variația grosimii inelului de ciment din spatele coloanei și poziția excentrică a coloanei față de axa sondei nu se pot determina, aplicarea corecțiilor pentru acești factori este dificilă și nu dă rezultatele scontate.

1.2f *Influența parametrilor electrodei.* În figura 18 [3] se arată caracterul influenței carcasei dispozitivului de fund asupra modului de distribuție a neutronilor cu o energie de 5,23 M eV într-un nisip cu densitatea de 1,4 g/cm³ și porozitate de 6,5%. Experiențele au fost efectuate cu ajutorul unei surse de Po — Be de 2 Cu introdusă într-un tub de material plastic cu densitatea de 1,4 g/cm³, cu grosimea peretelui de 0,8 cm și într-o țeavă de oțel cu grosimea peretelui de 0,4 cm.

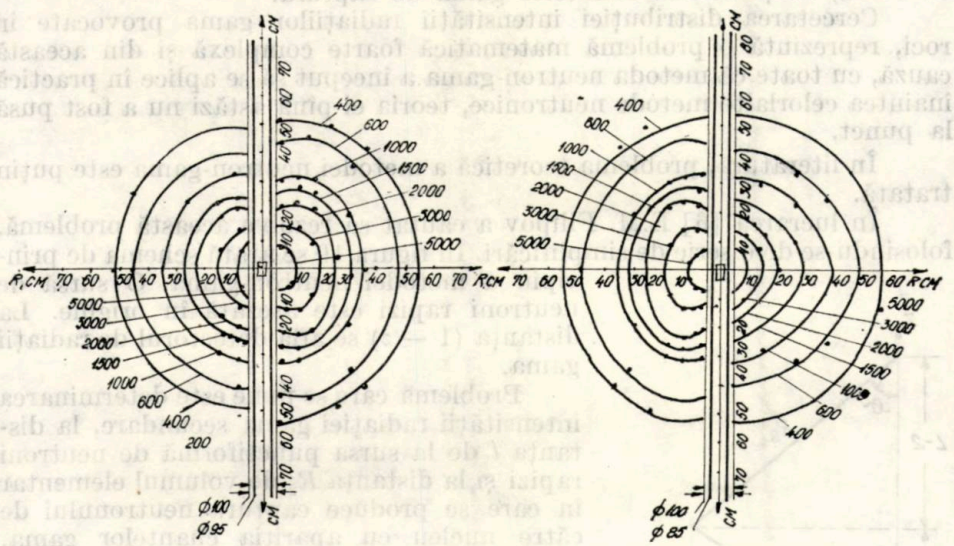


Fig. 18. — Izoliniile densității neutronilor lenți în jurul găurii de sondă.

a) carcasă din material plastic
b) carcasă din oțel.

Din experiențele făcute rezultă că distribuția neutronilor în sondă nu este practic influențată de prezența carcasei din material plastic, dar este influențată puternic de carcasa de oțel.

În general, perturbațiile în distribuția neutronilor datorate materialului și grosimii carcasei electrodei sînt corectate cu ajutorul corecțiilor de electrodă prevăzute de fabricant.

II.2. METODA NEUTRON—GAMA

Metoda de investigare a găurilor de sondă bazată pe măsurarea intensității radiației gama de captură este cunoscută sub numele de carotaj neutron-gama în U.R.S.S. și R.S.R. și sub numele de diagrafie neutron-gama în S.U.A. și celelalte țări.

Metoda a fost propusă pentru prima dată de E. Pantercorvo în anul 1941 și în prezent este folosită pe scară mai largă în țara noastră și U.R.S.S. la investigarea sondelor de țiței, gaze, cărbune și minereuri metalice. Are o întrebuințare redusă în alte țări.

II.2.1. Teoria metodei

Captura neutronilor de către nucleele rocilor se produce în majoritatea cazurilor la energii termice ale neutronilor. De aceea, la rezolvarea problemelor teoretice ale metodei este necesar să se cunoască distribuția neutronilor termici în mediu apărută în urma încetinirii neutronilor emiși de sursă, ca și difuzia cuantelor gama de captură.

Cercetarea distribuției intensității radiațiilor gama provocate în roci, reprezintă o problemă matematică foarte complexă și din această cauză, cu toate că metoda neutron-gama a început să se aplice în practică înaintea celorlalte metode neutronice, teoria ei pînă astăzi nu a fost pusă la punct.

În literatură, problema teoretică a metodei neutron-gama este puțin tratată.

În lucrarea [6] E.M. Filipov a căutat să rezolve această problemă, folosindu-se de o serie de simplificări. În figura 19 se arată schema de principiu a metodei neutron-gama. O sursă de neutroni rapizi este așezată în origine. La distanța $(1 - z)$ se află detectorul de radiații gama.

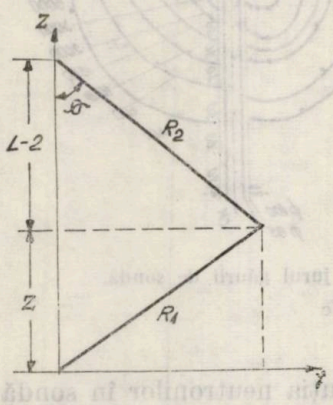


Fig. 19. — Schema de principiu a metodei neutron—gama.

Problema care se pune este determinarea intensității radiației gama secundare, la distanța l de la sursa punctiformă de neutroni rapizi și la distanța R_2 de volumul elementar în care se produce captura neutronului de către nucleu cu apariția cuantelor gama. E. M. Filipov a impus următoarele condiții :

a) captura neutronului de către nucleu este însoțită de emiterea a i cuante gama ;

b) se ia în considerare numai atenuarea cuantelor gama secundare ;

c) nu se ia în considerare eficacitatea controlului și suprafața lui de lucru.

În acest caz, intensitatea dI în punctul de amplsare a contorului creată de iradiaţia volumului elementar dv într-o unitate de timp şi exprimată în număr de cuante gama va fi [4, 6]

$$dI = \frac{1}{\tau}[N(R_1)\cdot J(R_2)\,dv], \qquad (II_{32})$$

unde : $N(R_1)$ = densitatea neutronilor la distanţa R_1 de sursa de neutroni ;
$J(R_2)$ = funcţia care descrie atenuarea radiaţiei gama de captură, cu distanţa ;
R_1 = distanţa dintre sursă şi volumul dv ;
R_2 = distanţa dintre volumul dv şi detectorul de radiaţii gama ;
τ = timpul de viaţă al neutronului termic în rocă.

Ca funcţie $J(R_2)$ se foloseşte expresia care ţine cont numai de atenuarea radiaţiei gama primare, iar ca funcţii $N(R_1)$ se folosesc ecuaţiile ce descriu distribuţia neutronilor în roci.

În acest fel, intensitatea totală a radiaţiilor gama provocate în punctul situat la distanţa l de surse punctiformă va fi dată de integrala pe tot volumul :

$$I_\gamma = \frac{i}{\tau}\int_v N(R_1)\frac{e^{-\mu_0 R_2}}{4\pi R_2^2}\,dv \qquad (II_{33})$$

unde μ_0 = coeficientul liniar de atenuare în roci a cuantelor gama.

În coordonate cilindrice, ecuaţia (II_{33}) va avea aspectul :

$$I_\gamma = \frac{i}{2\tau}\int_0^\infty r\,dr\int_{-\infty}^{+\infty} N(R_1)\frac{e^{-\mu_0 R_0}}{R^2}\cdot dz \qquad (II_{34})$$

unde :

$$R_1 = \sqrt{r^2 + z^2}\,; \qquad R_2 = \sqrt{R^2 + (1-z)^2}$$

În cazul unui mediu cilindric, cazul reprezentat de o sondă, densitatea neutronilor termici în roci proveniţi din încetinirea neutronilor emişi de o sursă de neutroni rapizi, se poate efectua prin metoda grupelor. În paragraful II, s-a arătat că densitatea neutronilor termici în sondă se determină din relaţiile (II_{30}) şi (II_{31}).

În ipoteza că radiaţia gama de captură a neutronilor atinge controrul fără să se producă dispersia, în rocă şi în sondă, ecuaţia pentru intensitatea radiaţiei gama în centrul sondei va fi de forma [17] :

$$I_{n\gamma} = \frac{i}{2}\left\{\int_0^{R_0} r\,dr\int_{-\infty}^{+\infty} N_{2S}(r,z)\frac{e^{-R_{20}\mu_{01}}}{R_{20}^2}\,dz + \right. \qquad (II_{35})$$

$$\left. + \int_{R_0}^\infty r\,dr\int_{-\infty}^{+\infty} N_{2R}(r,z)\cdot\frac{e^{-R_{20}\mu_0}}{R_2^2}\,dz\right\},$$

unde : $N_{2S}(r, z)$ = expresia pentru densitatea neutronilor termici în sondă (II_{30}).
$N_{2R}(r, z)$ = expresia pentru densitatea neutronilor în rocă ;
μ_{01} = coeficientul de absorbție a radiațiilor gama în sondă ;
$\bar{\mu}_0$ = coeficientul mediu de absorbție a radiațiilor gama în sondă și în rocă ;
$R_{20}^2 = r^2 + (1 - z)^2$ = patratul distanței de la punctul de apariție a cuantelor gama în sondă la detector ;
$R_2^2 = r^2 + (1 - z)^2$ = patratul distanței de la punctul de apariție a cuantelor gama în sondă și în în rocă la detector.

În procesul de captură a neutronilor apar cuante gama de energii diferite și integrala (II_{35}) va trebui calculată separat pentru fiecare energie, iar rezultatele obținute se totalizează ținîndu-se seama de intensitatea radiației pentru fiecare energie. Integrala (II_{35}) nu a fost folosită de autor în calcule.

Pentru determinarea distribuției intensității radiației gama provocate la diferite distanțe z, pe axa sondei, și distanțe r, ca și a influențelor determinate de variația porozității rocilor, mineralizației, noroiului, prezența coloanei de tubaj etc., în practică, s-au folosit metode experimentale sau expresii aproximative.

În lucrarea sa, E.M. Filipov a studiat dependența densității radiației gama de captură în funcție de dimensiunile electrodei (distanța sursă-contor) pentru gresii cu porozitatea de 3% și 25% saturate cu apă. Calculele au fost efectuate cu ajutorul relației pentru o sursă de neutroni termici în mediu omogen :

$$I_\gamma = \frac{iQ}{8\pi L^3}\left\{ e^{-\frac{l}{L}} \cdot E_i\left[-l\left(\mu_0 - \frac{1}{L}\right)\right] + \ln \frac{\mu_0 + \frac{1}{L}}{\mu_0 - \frac{1}{L}} \cdot e^{-\frac{l}{L}}\left[-l\left(\mu_0 + \frac{1}{L}\right)\right]\right\} \qquad (II_{36})$$

unde : l = lungimea dispozitivului ;
μ_0 = coeficientul de absorbție a radiațiilor gama în roci ;
L = lungimea de difuzie a neutronilor termici în roci ;
Q = puterea sursei în neutroni /cm²/s.
$E_i\left[-l\left(\mu_0 \pm \frac{1}{L}\right)\right]$ = expresie integrală.

Dependența intensității radiației gama de captură calculată cu ajutorul relației (II_{36}) este indicată în fig. 20, curba I, în comparație cu datele obținute pe cale experimentală.

Din figura 20 se observă că pentru electrode cu dimensiuni mari, sensibilitatea metodei este mai ridicată. În practică se utilizează electrode cu dimensiuni mai mari de 50 cm.

Dependența intensității radiației gama provocate de conținutul în hidrogen al rocii este indicată în figura 21 [6]. Din figurile 20 și 21 se vede că în ambele cazuri, curbele dependenței intensității gama provocate au înclinări mai mari în comparație cu cele ridicate experimental.

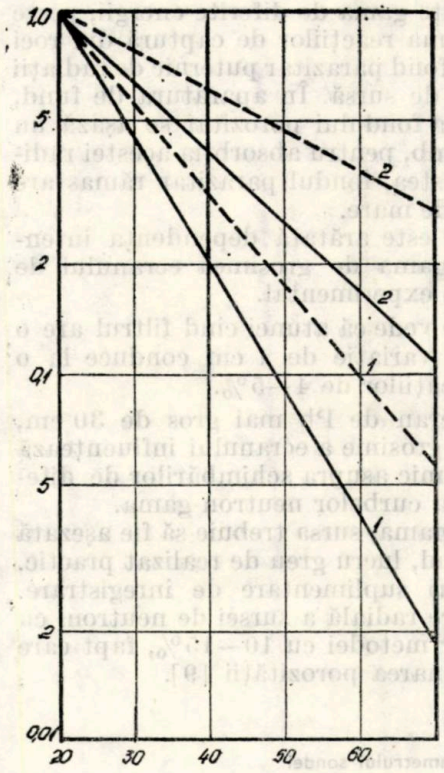


Fig. 20. — Dependența intensității radiației gama de captură de lungimea electrodei, în gresii cu porozitatea de 3% (curba continuă) și de 25% (curba punctată) saturate cu apă.
1. curbele rezultate din calcul
2. curbele obținute din date experimentale.

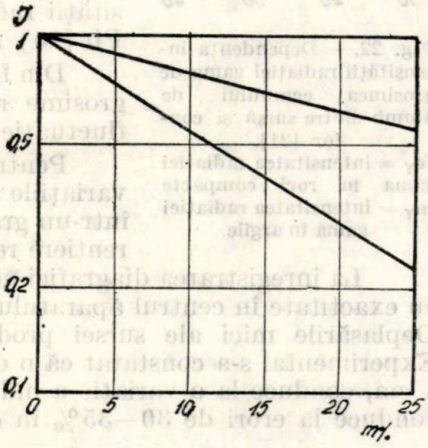


Fig. 21. — Dependența radiației gama provocate de conținutul în apă al gresiei : 1. din calcul ; 2. din date experimentale.

Acest fapt se explică prin prezența aparatului a cărui influențe practic sînt imposibil de calculat.

Influența proprietăților de absorbție a rocilor poate fi diferită.

În cazul reacțiilor de captură (n, γ), accentuarea proprietăților de absorbție a rocilor (creșterea secțiunii eficace de absorbție $\sum a$), este însoțită de creșterea intensității radiației gama provocate. Această proprietate este folosită în diagrafia clorului.

În cazul cînd în rocă se produc reacții (n, α) determinate de prezența borului și litiului, creșterea conținutului acestor elemente duce la o scădere puternică a intensității radiațiilor gama provocate. Acest fapt este folosit la evidențierea pe diagrafia neutron-gama a acestor elemente [1].

La cercetarea sondelor prin metoda neutron-gama, intensitatea radiației gama provocate, măsurată este influențată foarte puternic de o serie de radiații parazite, care fac ca exactitatea acestei metode să fie destul de redusă.

II.2.2. Influența parametrilor electrodei

Cea mai puternică influență asupra rezultatelor o au parametrii aparaturii de fund.

Din cauza faptului că sursele de neutroni rapizi folosite în practică au o emisie secundară puternică de cuante gama de diferite energii, peste fondul de radiații gama provocate în urma reacțiilor de captură din roci se suprapune un fond parazitar puternic de radiații gama provocate de sursă. În aparatura de fund, pentru micșorarea fondului porozitar se așază un strat gros de plumb, pentru absorbția acestei radiații. Cu toate acestea, fondul parazitar rămas are o valoare destul de mare.

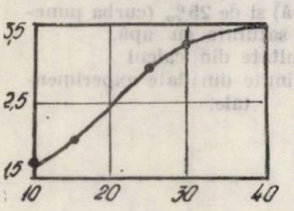


Fig. 22. — Dependența intensității radiației gama de grosimea ecranului de plumb dintre sursă și contor [21].
Ic_γ = intensitatea radiației gama în roci compacte
Ia_γ = intensitatea radiației gama în argile

În figura 22 este arătată dependența intensității radiației gama de grosimea ecranului de Pb [15], ridicată experimental.

Din figură se vede că atunci cînd filtrul are o grosime mică, o variație de 1 cm conduce la o fluctuație a indicațiilor de 4—5%.

Pentru un ecran de Pb mai gros de 30 cm, variațiile mici în grosime a ecranului influențează într-un grad mai mic asupra schimbărilor de diferențiere relativă a curbelor neutron-gama.

La înregistrarea diagrafiei neutron-gama, sursa trebuie să fie așezată cu exactitate în centrul aparatului de fund, lucru greu de realizat practic. Deplasările mici ale sursei produc erori suplimentare de înregistrare. Experimental s-a constatat că o deplasare radială a sursei de neutroni cu 1 cm, conduce la o variație a indicațiilor metodei cu 10—15%, fapt care conduce la erori de 30—35% în determinarea porozității [9].

II.2.3. Influența variației diametrului sondei

Dependența intensității radiației gama provocate funcție de variația umidității unui calcar pentru o electrodă de 50,8 cm în sonde cu diametre, diferite, este arătată în figura 23 [15]. Această dependență a fost ridicată pe cale experimentală. În experiență s-a folosit o sursă de Ra — Be și un aparat de fund de 92,5 mm. Din datele experimentale se vede că mărirea diametrului sondei conduce la micșorarea sensibilității metodei neutron-gama. Poziția aparatului în centrul sondei în comparație cu poziția lui lîngă perete, micșorează de asemenea sensibilitatea metodei față de variația conținutului de hidrogen.

Dependența intensității radiației gama provocate funcție de variația diametrului sondei, pentru electrode de 30 cm. și 60 cm. a fost studiată experimental și este indicată în figura 24 [9].

Pentru electrode de 30 cm, mărimea diametrului sondei la început duce la mărirea intensității radiației gama, iar după atingerea unui maxim, la scăderea intensității.

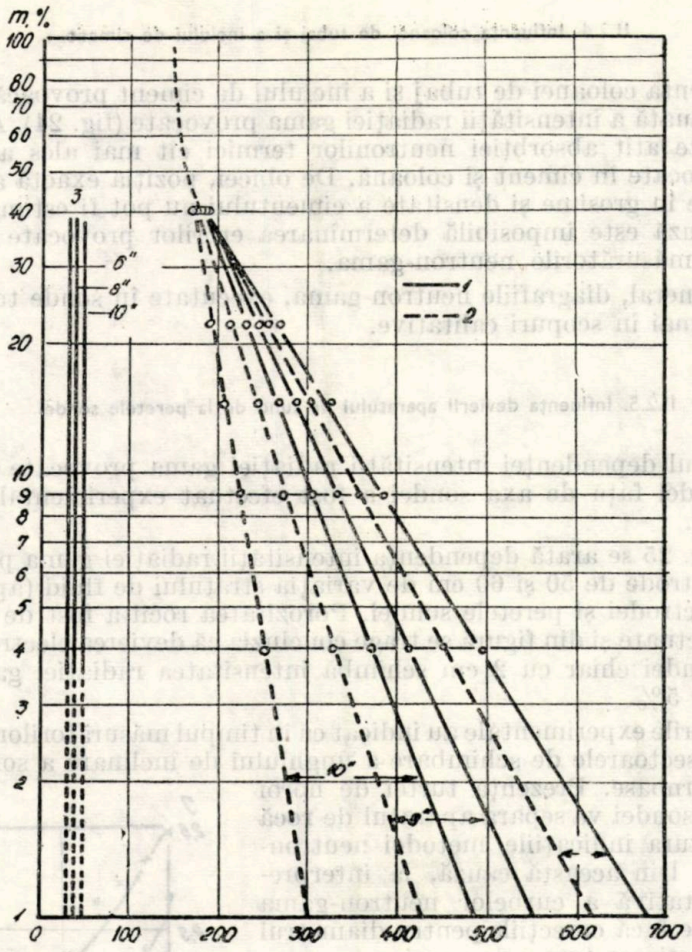


Fig. 23. — Dependența intensității radiației gama de captură de porozitatea calcarului saturat cu apă în sonde netubate [21].
1. aparat lîngă peretele sondei
2. aparat în centrul sondei.

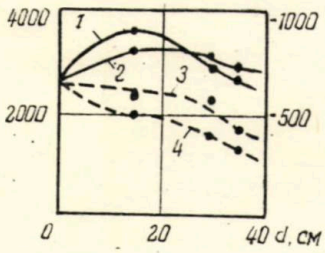


Fig. 24. — Dependența intensității radiației gama de captură de variația diametrului sondei tubate (curbele 2, 4) și netubate (curbele 1, 3)
1; 2 — raza sondei 30 cm; 3 : 4 raza sondei 50 cm.

II.2.4. Influența coloanei de tubaj și a inelului de ciment

Prezența coloanei de tubaj și a inelului de ciment provoacă o micșorare accentuată a intensității radiației gama provocate (fig. 24). Acest fapt se datorește atît absorbției neutronilor termici cît mai ales a rădiației gama provocate în ciment și coloană. De obicei, poziția exactă a coloanei și variațiile în grosime și densitate a cimentului nu pot fi estimate și din această cauză este imposibilă determinarea erorilor provocate de acești factori în măsurătorile neutron-gama.

În general, diagrafiile neutron-gama, executate în sonde tubate sînt folosite numai în scopuri calitative.

II.2.5. Influența devierii aparatului de fund de la peretele sondei

Studiul dependenței intensității radiației gama provocate de devierile electrodei față de axa sondei a fost efectuat experimental de I.A. Gulin [15].

În fig. 25 se arată dependența intensității radiației gama provocate, pentru electrode de 50 și 60 cm de variația stratului de fluid (apă) dintre carcasa electrodei și peretele sondei. Porozitatea rocii a fost de 8%. Din studiile efectuate și din figură se trage concluzia că devierea electrodei de la peretele sondei chiar cu 2 cm schimbă intensitatea radiației gama înregistrate cu 5%.

Lucrările experimentale au indicat că în timpul măsurătorilor aparatul deviază în sectoarele de schimbare a unghiului de înclinare a sondei și în zonele cavernoase. Prezența turtei de noroi pe peretele sondei va separa aparatul de rocă și va denatura indicațiile metodei neutron-gama [15]. Din această cauză, la interpretarea cantitativă a curbelor neutron-gama trebuie să se facă corecțiile pentru diametrul sondei și grosimea turtei de noroi.

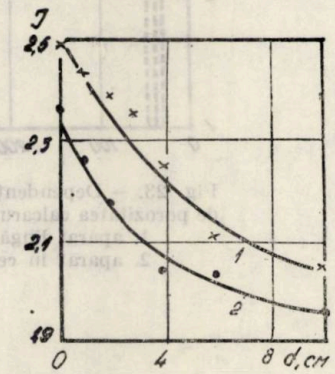


Fig. 25. — Dependența intensității radiației gama provocate de grosimea stratului de lichid dintre carcasa electrodei și peretele sondei.
1. electroda de 60 cm; 2 electroda de 50 cm.

II.2.6. Influența fluidului de foraj

Studiile experimentale asupra influențelor schimbării în greutate a fluidelor de foraj au indicat că la schimbarea greutății specifice de la 1 (apă) la 1,92 g/cm^3, practic, intensitatea radiației gama provocată nu este influențată [9, 15].

Prezența sau nu a fluidului de foraj influențează în mod diferit asupra intensității radiației gama înregistrată. Experiențele efectuate în sonde cu diametrul de 6″ (12,5 cm), umplute cu aer și cu apă au arătat că dependența intensității de gradul de umiditate al stratului are același caracter în ambele cazuri.

Cînd diametrul sondelor se măreşte, caracterul curbelor se inversează [6]. Acest fapt se observă din figura 26.

Experienţele au fost efectuate cu o sursă de Po-Be cu o electrodă de 9,25 cm diametru.

Cînd aparatul a fost situat în centrul sondei, caracterul dependenţei nu s-a schimbat.

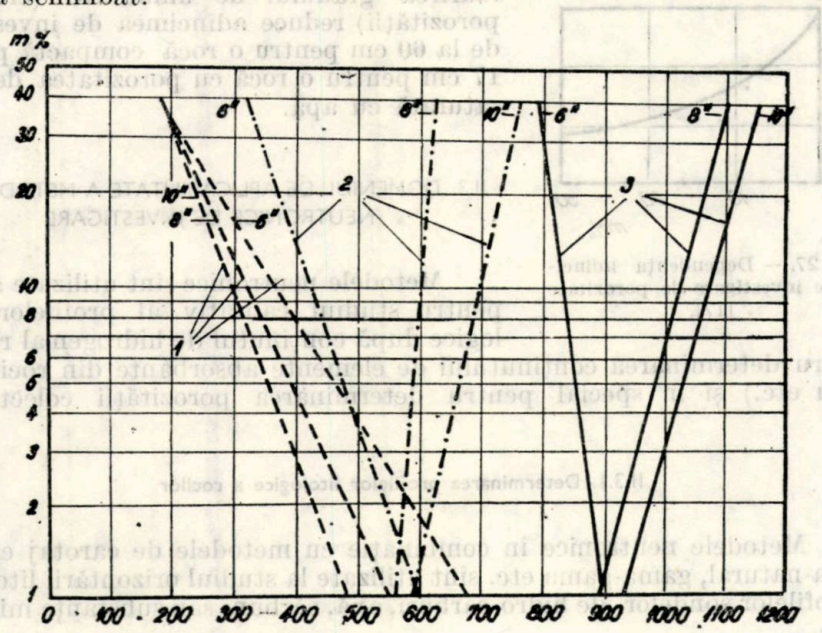


Fig. 26. — Dependenţa intensităţii radiaţiei gama provocate de umiditatea calcarului, în cazul unor sonde cu apă şi aer. [17].
1 sondă plină cu apă; electroda de 50,8 cm
2 sondă plină cu aer; electroda de 66 cm
3 sondă plină cu aer; electrodă de 50,8 cm.

II.2.7. Influenţa mineralizaţiei noroiului de foraj

Prezenţa în sondă a noroiului de foraj mineralizat influenţează puternic asupra rezultatelor metodei neutron-gama. Pentru electrode cu dimensiuni mai mari de 40 cm, creşterea gradului de mineralizare a fluidului de foraj conduce la atenuarea intensităţii radiaţiilor gama înregistrate [1, 9, 15]. În sonde cu diametru mic, prezenţa noroiului mineralizat produce scăderi mai mici ale intensităţii radiaţiei gama provocate.

II.2.8. Adîncimea de investigare

Prin adîncime de investigare se înţelege grosimea stratului de rocă, de la peretele sondei pînă la suprafaţa cilindrică de la care radiaţia gama de captură acţionează asupra detectorului.

În figura 27 este arătată dependența adîncimii de investigare a unei roci în funcție de conținutul de apă, determinată experimental. Curba ridicată corespunde grosimii stratului de rocă, în limitele căreia indicațiile metodei neutron-gama reprezintă 90% în raport cu indicațiile dimensiunii infinite în rocă. Din figura 27 se vede că mărirea gradului de umiditate (creșterea porozității) reduce adîncimea de investigare de la 60 cm pentru o rocă compactă pînă la 17 cm pentru o rocă cu porozitatea de 17% saturată cu apă.

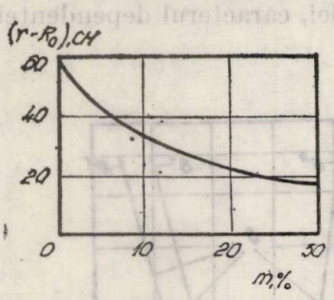


Fig. 27. — Dependența adîncimii de investigare de porozitate [17].

II.3. DOMENIUL DE APLICABILITATE A METODELOR NEUTRONICE DE INVESTIGARE

Metodele neutronice sînt utilizate astăzi, pentru studiul calitativ al profilelor litologice după conținutul de hidrogen al rocilor, pentru determinarea conținutului de elemente absorbante din roci (Bor, Litiu etc.) și în special pentru determinarea porozității colectorilor.

II.3.1. Determinarea profilelor litologice a rocilor

Metodele neutronice în combinație cu metodele de carotaj electric gama-natural, gama-gama etc. sînt utilizate la studiul orizontării litologice a profilelor sondelor, de hidro carburi, apă, cărbuni sau substanțe minerale utile.

În cazul cînd lucrările de carotaj neuton-neutronic sau neutron-gama se execută cu electrode de dimensiuni mari (distanța sursă contor > 50 cm), rocile cu un conținut redus de hidrogen, cum sînt calcarele, dolomitele, gresiile compacte, cuarțitele, sarea gemă, etc. sînt prezentate pe diagrafiile neutronice prin maxime pronunțate, iar rocile cu conținut ridicat de hidrogen, cum sînt gresiile și calcarele poroase saturate cu hidrocarburi, argilele, marnele sînt reprezentate prin minime.

În figura 28 se prezintă o diagrafie neutronică înregistrată într-o serie grezoasă microconglomeralică [Doc. IFLGS]. Zonele cu conținut ridicat de hidrogen, argilele și gresiile cu conținut de hidrocarburi *A*, *B*, *C* sînt reprezentate prin minime, iar rocile compacte, prin maxime.

Diagrafia neutronică înregistrată împreună cu diagrafia gama-natural și gama-gama este folosită la separarea și localizarea stratelor de cărbuni interceptați de foraje.

În figura 29 se dă un exemplu de diagrafie neutron-gama înregistrată într-o sondă de cărbuni.

După cum se cunoaște, cărbunii în compoziția lor, pe lîngă carbon, conțin și hidrogen în proporție de la 1% (antracit) pînă la 10—15% (lignit).

Folosindu-se o electrodă cu distanța sursă contor de 40—42 cm (distanța determinată experimental în laboratoarele I.F.L.G.S.), stratele de

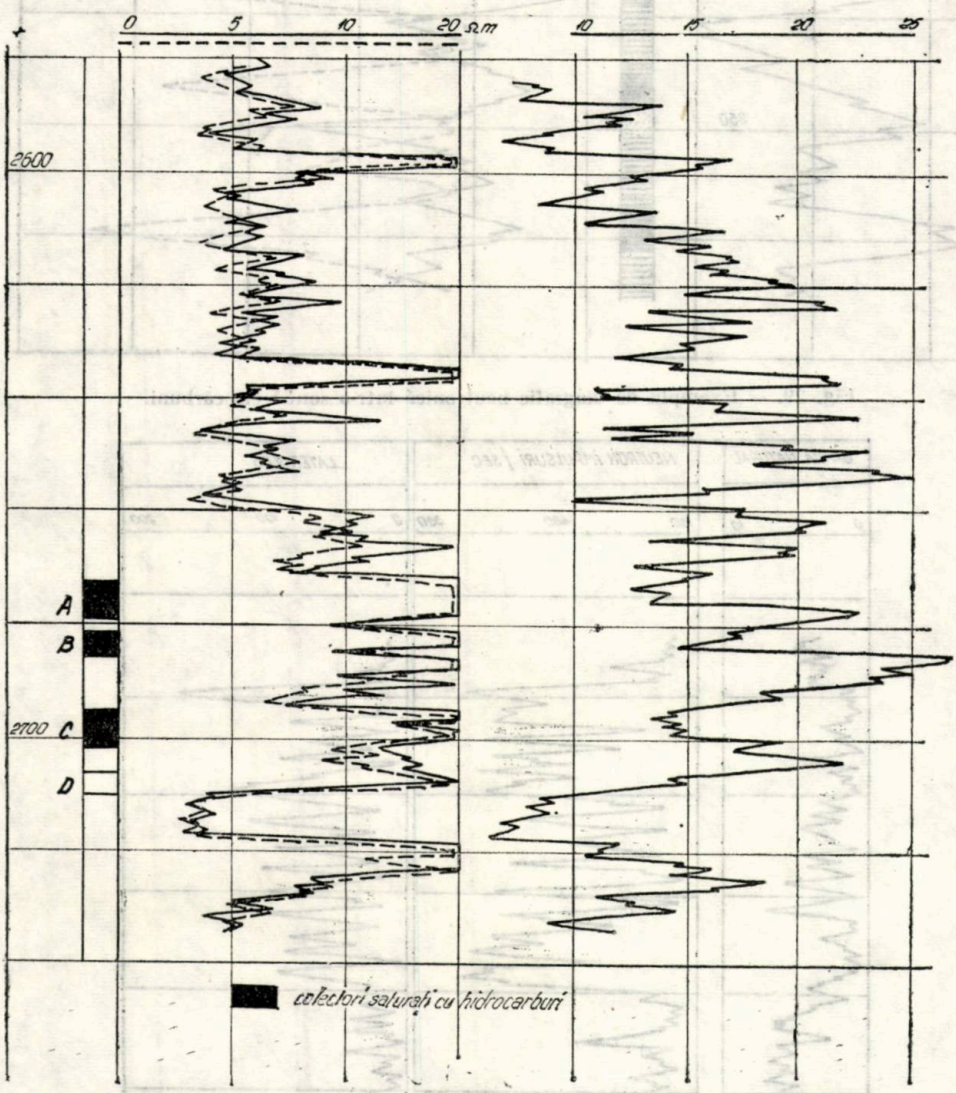


Fig. 28. — Exemplu de diagrafie neutronică într-o sondă din depresiunea Panonică.

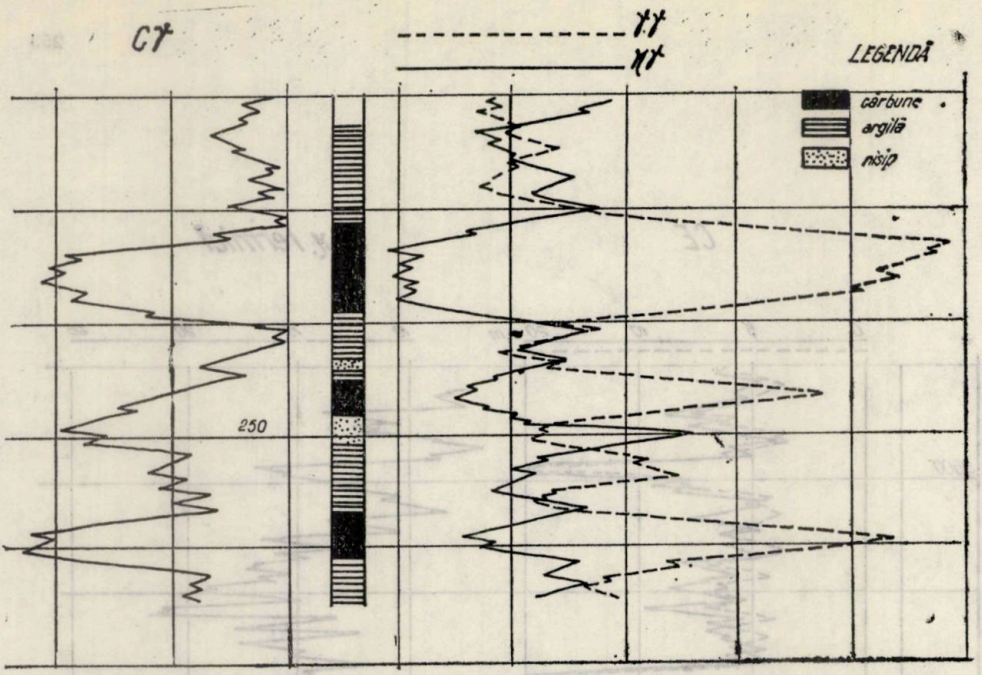


Fig. 29. — Exemplu de diagrafie neutronică într-o sondă cu cărbuni.

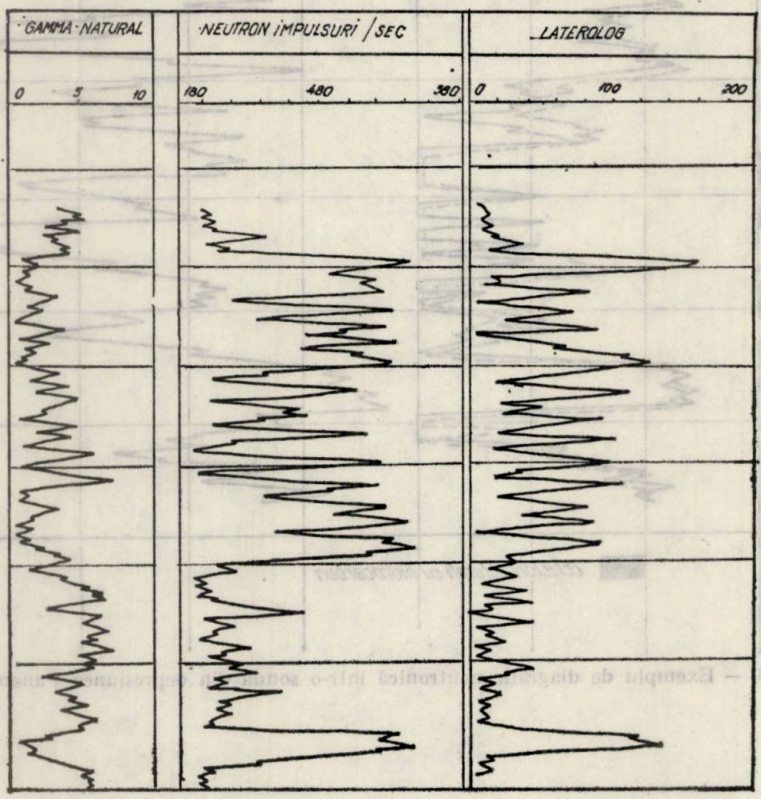


Fig. 30. — Exemplu de diagrafie neutronică în sare gemă.

cărbuni apar pe diagrafia neutron-gama prin minime pronunțate față de stratele nisipoase și grezoase. Aceste minime sînt explicate prin proprietățile de încetinire a carbonului.

În figura 30 se prezintă o diagrafie neutronică înregistrată în sare gemă. Sarea este reprezentată pe diagrafie prin anomalii puternic pozitive. Diagrama a fost înregistrată într-o alternanță de marne și sare.

II.3.2. Determinarea elementelor puternic absorbante

Metodele neutronice de carotaj, în etapa actuală, au început să se folosească la determinarea în mediile străbătute de sondă a elementelor cu secțiuni mari de absorbție a neutronilor termici.

Bor. Metoda neutron-neutronică de cercetare a sondelor pentru bor în scopul determinării cantitative, se găsește încă în stadiu experimental.

În urma studiilor efectuate s-a stabilit că metoda neutronică se poate folosi la determinarea prezenței borului în roci cu concentrații de la 0,1 — 0,2% [3].

Studiile de laborator efectuate pe carote, indică că metoda de carotaj neutron-neutronică cu neutroni termici poate fi folosită la determinarea concentrațiilor de bor între 1—1,5% [6]. Din cauza secțiunii foarte mari de reacție (n,α) a borului pentru neutroni termici ($\sigma_{n,\alpha} = 3900$ barni) prezența borului în concentrații mai mari de 2%, determină o absorbție aproape totală a neutronilor în rocă (fig. 31). Din această cauză, pentru determinarea concentrațiilor mai mari de bor în rocă se recomandă folosirea metodelor neutronice cu înregistrarea densității neutronilor la energii mai mari.

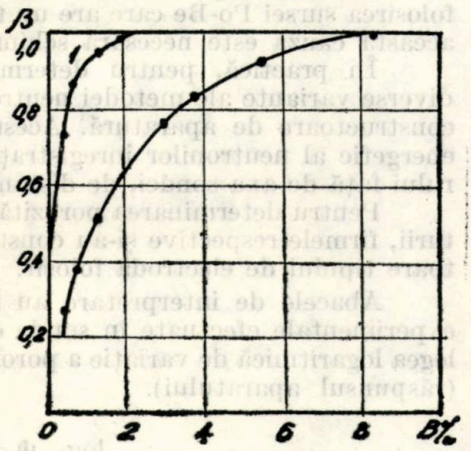


Fig. 31. — Dependența densității neutronilor (unități relative) de conținutul de bor în roci [18].
1 neutroni termici; 2. neutroni epitermici.

Din figura 31 se vede că la concentrații de bor în roci de la 1,5 —7% este necesar să se înregistreze densitatea neutronilor epitermici, iar pentru determinarea concentrațiilor de bor mai mari de 7% este necesar să se înregistreze neutroni cu energii mai mari.

Acest fapt este explicat prin dependența secțiunii de reacție (n, α) de energia neutronilor (la energii de aproximativ 10M eV secțiunea de reacție are o valoare de 0,03 barni, iar la energii termice secțiunea de reacție atinge valoarea de 3900 barni).

În cazul prezenței și altor elemente absorbante în roci, ca de exemplu a clorului, rezultate se obțin numai la detectarea neutronilor epitermici. Acest fapt se explică prin aceea că secțiunea eficace de absorbție pentru neutronii epitermici a clorului ($\sigma_{ae} = 0{,}016$ barni) este foarte mică în comparație cu cea a neutronilor termici ($\sigma_{at} = 42$ barni) [6].

Din studiile efectuate s-a constatat că metoda neutron-gama poate fi folosită numai la determinări calitative a borului în roci. Rezultate mai bune se obțin la separarea rocilor cu bor de rocile cu conținut de clor, localizat în complexe sedimentare halogene.

Porțiunile bogate în clor, pe curba neutron-neutronică apar prin anomalii puternic pozitive (datorită secțiunii mari de absorbție (n, γ)) în comparație cu stratele purtătoare de bor, unde neutronii termici sînt puternic absorbiți în urma reacției (n, α).

II.3.3. Determinarea porozității colectorilor

În expunerea teoretică a metodelor neutronice s-a arătat că densitatea de încetinire a neutronilor în rocă depinde de conținutul de hidrogen. Datorită acestui fapt, datele carotajului neutronic sînt folosite pentru determinarea gradului de porozitate al colectorilor saturați cu apă, țiței sau gaze.

Metoda de carotaj neutron-gama, în starea ei actuală, datorită influențelor parazitare date de parametrii de construcție ai electrodei și emisiei secundare de radiații gama de la sursă, nu permite o determinare satisfăcătoare a porozității colectorilor.

Observăm de asemenea că una din piedicile serioase la folosirea metodei neutron-gama la determinarea porozității este determinată de folosirea sursei Po-Be care are un timp de înjumătățire de 152 zile și din această cauză este necesară schimbarea calibrării zilnic.

În practică, pentru determinarea porozității rocilor se folosesc diverse variante ale metodei neutron-neutronice puse la punct de firmele constructoare de aparatură. Aceste variante sînt determinate de tipul energetic al neutronilor înregistrați, de amplasamentul sursei și detectorului față de axa sondei, de distanța sursă contor etc.

Pentru determinarea porozității, în funcție de caracteristicile aparaturii, firmele respective și-au construit abace de interpretare corespunzătoare tipului de electrodă folosit.

Abacele de interpretare au fost construite pe baza măsurătorilor experimentale efectuate în sonde etalon. Toate aceste abace au la bază legea logaritmică de variație a porozității funcție de densitatea neutronilor (răspunsul aparatului).

$$\log_{10} \Phi = AN + B,$$

unde : Φ = porozitatea totală a colectorului;
N = densitatea neutronilor în unități convenționale;
A și B = constante.

În țara noastră se utilizează la determinarea porozității rocilor aparatura de carotaj tip P 6 A C, cu detectarea neutronilor termici. Această aparatură permite determinarea porozității colectorilor pentru sonde tubate și netubate pline cu fluid de foraj.

Abaca construită de firma P G A C în scopul determinării porozității este prezentată în figura 32. În această abacă sînt prevăzute corecțiile pentru densitatea fluidului de foraj și variația diametrului de sondă.

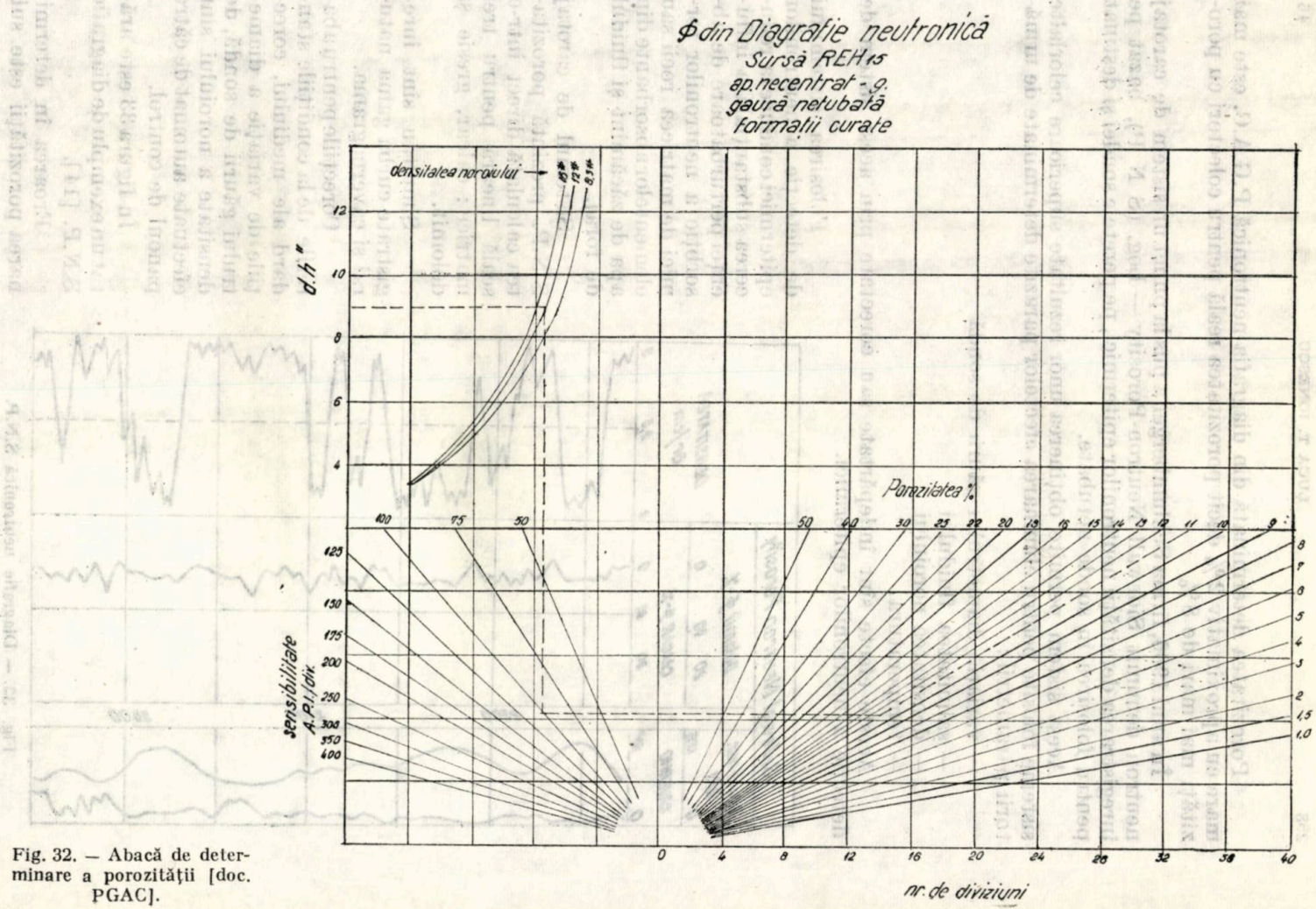


Fig. 32. — Abacă de determinare a porozității [doc. PGAC].

Porozitatea determinată din diagrafia neutronică P.G.A.C. este mai mare cu aproximativ 2% decît porozitatea reală pentru colectori cu porozităţi mai mari de 8%.

În anul 1966, firma Schlumberger a pus la punct un sistem de carotaj neutron denumit Sidewall Neutron-Porosity — Log. (S N P), bazat pe înregistrarea densităţii neutronilor epitermici, pe peretele sondei şi destinat pentru folosirea în sonde netubate.

Acest sistem permite obţinerea unor rezultate superioare celorlalte sisteme folosite pentru eliminarea efectelor parazite determinate de următorii parametrii :

— variaţia diametrului găurii de sondă
— salinitatea fluidului
— densitatea noroiului
— temperatura.

Aceste efecte sînt îndepărtate sau corectate prin acest sistem de detecţie a neutronilor epitermici.

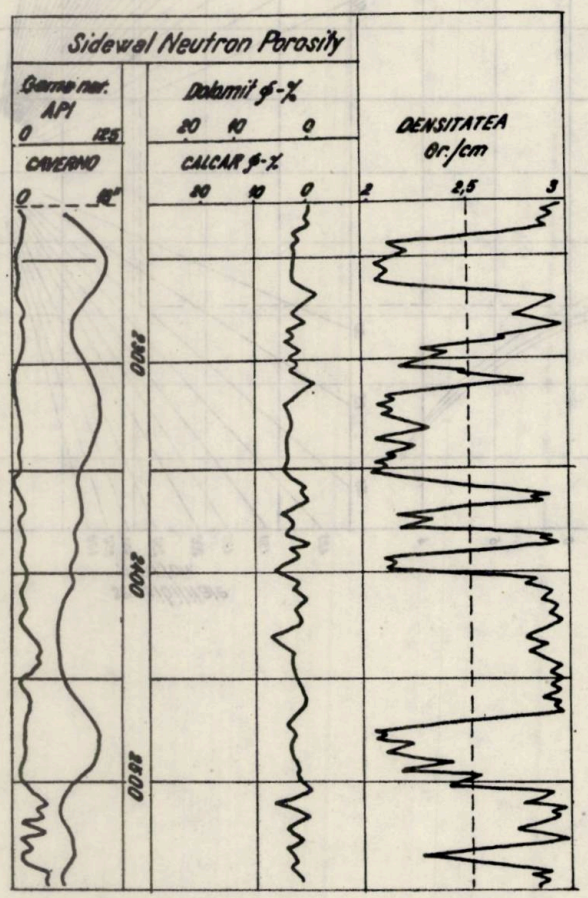


Fig. 33. — Diagrafie neutronică S.N.P.

Folosirea sistemului de detecţie a neutronilor epitermici conduce la reducerea substanţială a influenţei perturbatoare de absorbţie a neutronilor termici de matricea rocii sau elementelor absorbante din apa de zăcămînt şi fluidul de foraj.

Sistemul de carotaj S.N.P. prezintă porozitatea calculată direct într-o scală lineară pentru trei matrice : calcar, gresie şi dolomit.

Simultan sînt înregistrate curba gama natural şi cavernograma.

Corecţiile pentru abaterile de la condiţiile standard ale mediului, corecţiile de variaţie a diametrului găurii de sondă, de densitate a noroiului sînt efectuate automat de către panoul de control.

În figura 33 este arătat un exemplu de diagrafie S.N.P. [14].

Eroarea în determinarea porozităţii este sub

0,5% pentru porozități mai mici de 10% și nu depășește 1,5% în cazul porozităților mai mari de 30%.

Sistemul S.N.P. permite determinarea porozității atît în sonde tubate cît și în sonde netubate.

În cazul cînd se cunoaște natura matricei colectorilor, porozitatea poate fi direct citită și nu necesită nici o corecție.

În cazul cînd litologia nu este cunoscută cu exactitate, cum este cazul de cele mai multe ori, erori mici de porozitate pot rezulta din unele presupuneri incorecte asupra naturii matricei.

Aceste erori pot fi eliminate pentru scopurile practice cînd carotajul S.N.P. este comparat cu datele carotajului de densitate.

Datorită faptului că diagramele S.N.P. și F.D.C. (gama-gama densitiv) pot fi înregistrate pe scale de porozitate aparentă pentru calcare (aparent limestone porosity-scale), suprapunerea uneia cu celelalte furnizează dintr-o privire o interpretare continuă a litologiei și a porozității reale.

Această pereche de diagrafii este denumită „Carotaj de litologie". Înregistrarea curbei gama-natural permite indicarea conținutului relativ de argile. În tabela 3 se dă interpretarea carotajului de litologie după [14].

Tabela 3

Litologia matricei	Separația curbelor	
	Amplitudinea	Sensul
Calcare	nici una	—
Dolomite	12 unități de porozitate	$\Phi_N > \Phi_D$
Gresii	5—7 unități de porozitate	$\Phi_N < \Phi_D$
Anhidride	15 unități de porozitate	$\Phi_N = 0 \ll \Phi_D$
Argile	5—25 unități de porozitate	$\Phi_N > \Phi_D$

Sistemul de carotaj S.N.P. extinde mult eficiența carotajului neutronic. El furnizează o înregistrare de nădejde și ușor de folosit a porozității neutronice.

Cînd este combinat cu carotajul de densitate, formează un „Carotaj de litologie" care ușurează mult interpretarea.

II.3.4. Determinarea limitei țiței-gaze

O altă aplicație a diagrafiei neutronice este determinarea limitei țiței-gaze. În cazul cînd invazia este net inferioară razei de investigație a metodei neutronice, o zonă de gaz apare ca o zonă de slabă concentrație a hidrogenului, cu toate că porozitatea este mare (fig. 34).

În cazul cînd zona de invazie este cuprinsă între 30 și 50 cm, pentru determinarea intervalelor cu gaze se utilizează două înregistrări cu două distanțe sursă contor, și deci se obțin două raze de investigare. În practică se folosesc diferite dispozitive.

În figura 35 sînt indicate înregistrările efectuate cu două distanțe. Cele două curbe sînt în principiu identice pentru colectorii saturați cu lichide.

Din contră, curba obținută cu dispozitivul mare indică o separație pozitivă. Această interpretare nu este întotdeauna adevărată, deoarece în cazul gresiilor compacte saturate cu lichide se pot obține deseori separații ca cele indicate în figura 35.

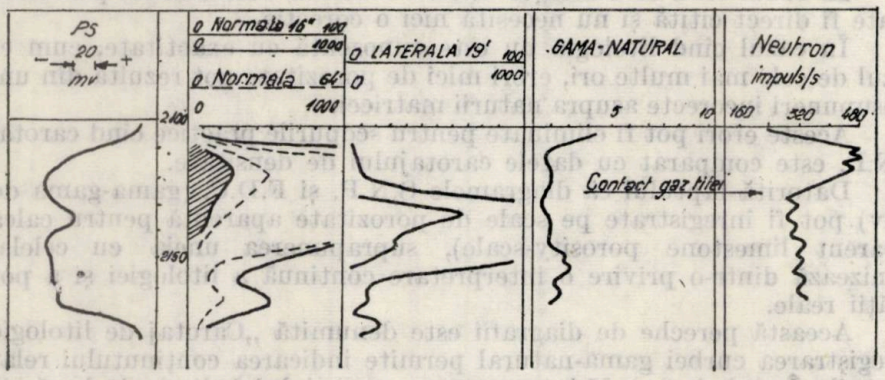


Fig. 34. — Determinarea contactului țiței-gaz [12].

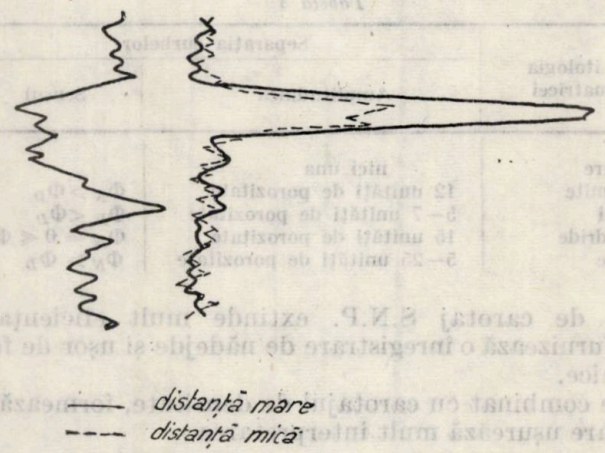


Fig. 35. — Diagrafia neutronică cu două dispozitive [12].

II.4. SPECTROMETRIA RADIAȚIILOR GAMA DE CAPTURĂ

Una din metodele de perspectivă în geofizica de sondă este metoda spectrometrică a radiațiilor gama de captură. În urma interacțiunii cu neutronii termici, nucleele elementelor emit cuante gama cu spectru caracteristic. Exemplu: prin reacția de captură (n, γ) hidrogenul emite cuante gama de energii de 2,23 M eV, clorul emite 2,5 cuante gama cu energii între 0,4 — 8,85 M eV. În spectrul emis de Cl se evidențiază cîteva linii intensive din care 4 (0,485, 0,77, 1,16 și 1,97 M eV apar în regiunea de energie joasă și trei în regiunea de energii mari (6, 12, 6, 46 și 7,41 M eV). Liniile spectrale caracteristice pentru Clor și alte elemente sînt prezentate în figura 36 [17].

După forma spectrului de captură, elementele chimice pot fi grupate în trei :

1 — elemente a căror cuante gama de captură au energii mai mici de 4 M eV ;

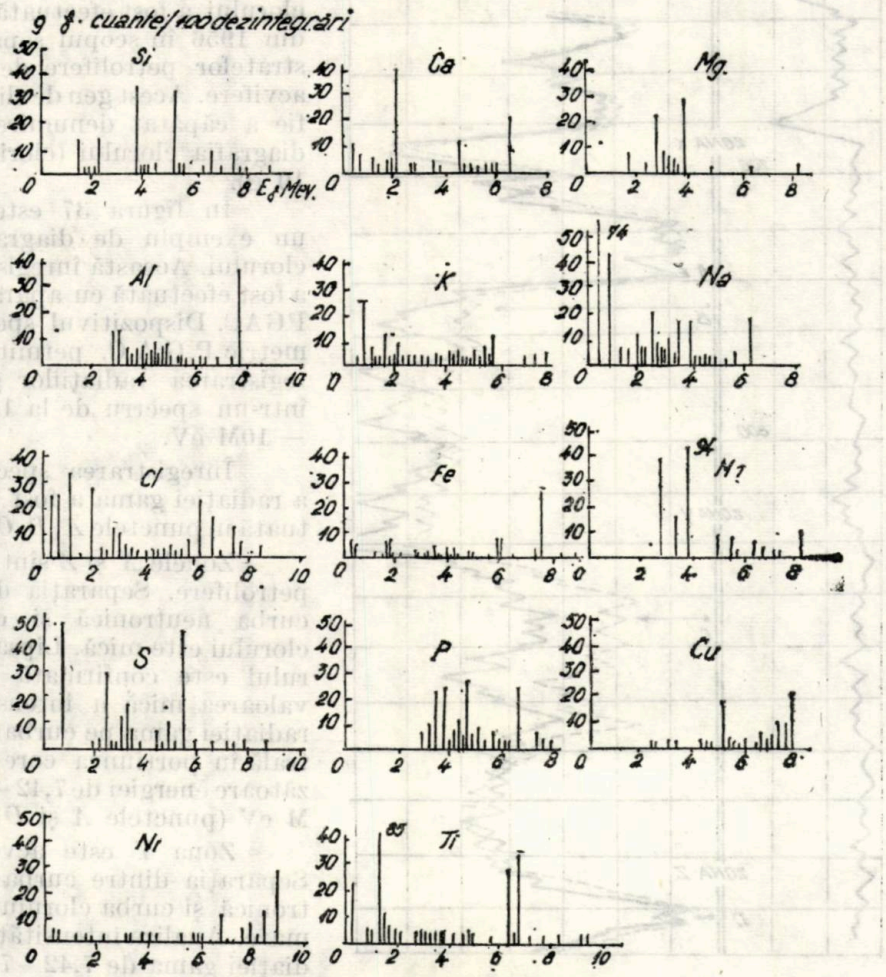


Fig. 36. — Spectrul radiațiilor gama de captură pentru cîteva elemente chimice [25].

2 — elemente a căror cuante gama au energia cuprinsă între 4—6 M eV ;

3 — elemente a căror cuante gama au energia cuprinsă între 6—9 M eV.

Elementele din grupa a 2-a : vanadiu, stronțiu, seleniu și din grupa a 3-a : wolframul, aurul, fierul, cuprul, nichelul, aluminiul, titanul, clorul și altele pot fi identificate prin analiza spectrală [17].

Printre elementele din grupa a 3-a se află și clorul. Clorul se găsește din abundență în apa de zăcămînt și are o secțiune de captură mare pentru neutroni termici (42 barni). Are o emisie caracteristică de cuante gama de 7,42 — 7,77 M eV. Prima analiză spectrală în sondă a clorului a fost efectuată încă din 1956 în scopul separării stratelor petrolifere de cele acvifere. Acest gen de diagrafie a căpătat denumirea de diagrafia clorului (clorino — 10 g).

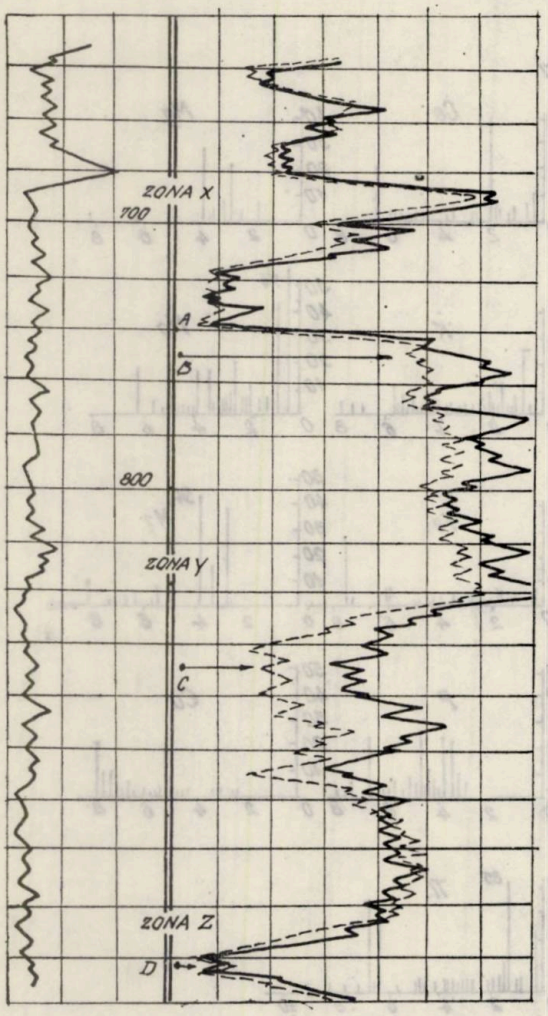


Fig. 37. — Exemplu de diagrafie a clorului (doc. PGAC)

În figura 37 este dat un exemplu de diagrafie a clorului. Această înregistrare a fost efectuată cu aparatura PGAC. Dispozitivul spectrometric P.G.A.C. permite înregistrarea radiațiilor gama într-un spectru de la 1 MeV — 10M eV.

Înregistrarea spectrală a radiației gama a fost efectuată în punctele A, B, C și D.

Zonele X și Z sînt zone petrolifere. Separația dintre curba neutronică și curba clorului este mică. Lipsa clorului este confirmată și de valoarea mică a intensității radiației gama pe curba spectrală în porțiunea corespunzătoare energiei de 7,42 — 7,77 M eV (punctele A și D).

Zona Y este acviferă. Separația dintre curba neutronică și curba clorului este mare. Analiza intensității radiației gama de 7,42 — 7,77 M eV în punctele B și C indică prezența crescută a clorului.

Pe lîngă diagrafia clorului, metoda spectrometrică de captură a început să fie folosită la detectarea altor elemente ca : Aluminiu, Mangan, Fier, Nichel etc. Perspectivele acestei metode sînt mari. Un exemplu de utilizare a spectrometriei gama de captură este prezentat în figura 38 [17].

După cum se vede din figură, curba intensității gama înregistrată pentru un prag de energie minimă de 7,6 M eV, permite separarea foarte bună a mineralizației de Nichel.

Dintre celelalte elemente chimice, fierul, manganul, aluminiul, calciul sînt caracterizate prin secţiuni de captură de valoare medie şi pot fi determinate prin spectrometria radiaţiilor gama de captură.

Utilizarea spectrometriei gama de captură nu se face în mod curent, ci numai în anumite cazuri. Metoda este încă în faza de studiu şi experimentare.

III. CAROTAJUL DE ACTIVARE

Metoda de carotaj bazată pe măsurarea activităţii izotopilor formaţi în urma reacţiilor nucleare cu neutroni, în roci şi minerale, a fost denumită „carotaj de activare".

Metoda a fost propusă încă din anul 1946 de A.D. Corjev, în scopul determinării caracteristicilor litologice a formaţiilor străbătute de gaura de sondă, dar abia în anul 1953 au început să se efectueze studii în acest domeniu de către un grup de cercetători sovietici, sub conducerea lui G.N. Florov şi F.A. Alexeev [18].

Cercetările prin metoda de activare se fac de obicei cu aparatura standard de carotaj gama-natural la care se adaptează un dispozitiv port-sursă. Măsurătorile se efectuează fie prin puncte, fie prin deplasarea continuă a dispozitivului de fund în sondă.

Prima metodă se foloseşte la analiza conţinutului de izotopi în roci cu secţiuni mici de activare sau cu timpi mari de înjumătăţire.

A doua metodă se foloseşte la analiza conţinutului de izotopi în rocile care conţin elemente cu secţiuni mari de activare sau cu timpi de înjumătăţire mici (de ordinul minutelor).

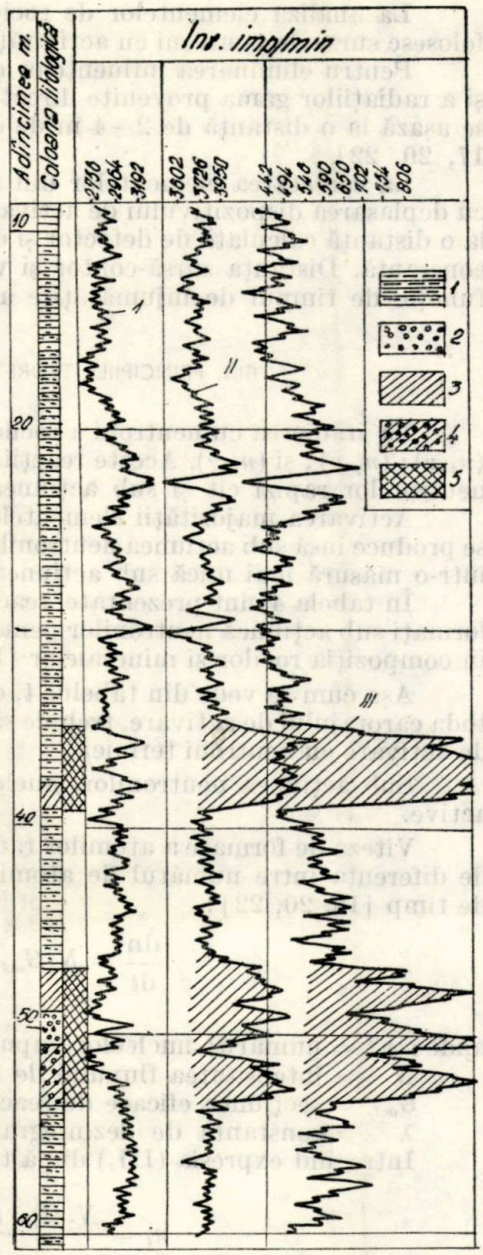


Fig. 38. — Exemplu de aplicare a spectrometriei gama de captură într-o sondă pentru nichel [25].
I. diagrafia clasică neutron gama
II. diagrafia spectrală pentru energia radiaţiei gama de 5,6—6,6 MeV.
III. diagrafia spectrală pentru energia radiaţiei gama mai mare de 7,6 MeV.

La analiza elementelor de roci prin metoda activării în puncte se folosesc surse de neutroni cu activităţi de 10 Cu.

Pentru eliminarea influenţelor datorate radiaţiilor gama de captură şi a radiaţiilor gama provenite direct de la sursa de neutroni rapizi, sursa se aşază la o distanţă de 2—4 m de detectorul de radiaţii gama [4, 18, 17, 20, 22].

La cercetarea elementelor din roci prin metoda activării continue, cu deplasarea dispozitivului de activare şi detecţie în sondă, sursa se aşază la o distanţă calculată de detector şi dispozitivul este deplasat cu o viteză constantă. Distanţa sursă-contor şi viteza de deplasare sînt calculate în funcţie de timpul de înjumătăţire a izotopului format.

III.1. PRINCIPIILE TEORETICE ALE ACTIVĂRII

La iradierea cu neutroni a rocilor se produc reacţii nucleare de tip (n, α); (n, p); şi (n, γ). Aceste reacţii se produc atît sub influenţa acţiunii neutronilor rapizi cît şi sub acţiunea neutronilor termici.

Activarea majorităţii elementelor care formează rocile şi mineralele se produce însă sub acţiunea neutronilor termici după reacţia (n,γ) şi numai într-o măsură mai mică sub acţiunea neutronilor rapizi.

În tabela 4 sînt prezentate reacţiile nucleare şi izotopii radioactivi formaţi sub acţiunea neutronilor pentru cîteva elemente chimice care intră în compoziţia rocilor şi mineralelor [17, 20].

Aşa cum se vede din tabelul 4, ca şi din consideraţiile expuse în metoda carotajului de activare, trebuie să se acorde o mai mare atenţe cazului de activare cu neutroni termici.

Sub acţiunea neutronilor, nucleele elementelor stabile devin radioactive.

Viteza de formare a atomilor radioactivi în timpul activării este dată de diferenţa între numărul de atomi formaţi şi dezintegraţi în unitatea de timp [18, 20, 22]:

$$\frac{dn}{dt} = N \cdot G_{act}\, n - \lambda \cdot n^*, \qquad (III_1)$$

unde: n^* = numărul nucleelor supuse activării;
N = intensitatea fluxului de neutroni în neutroni/cm^3. s.
$G_{act.}$ = secţiunea eficace de reacţie;
λ = constanta de dezintegrare a izotopului în curs de formare.
Intregînd expresia (III_1) după timpul de iradiere obţinem:

$$n_t = \frac{N \cdot G_{act.}\, n(1 - e^{-\lambda t_i})}{\lambda}. \qquad (III_2)$$

Radioactivitatea M_t a izotopului format, în momentul t_i exprimată prin numărul dezintegrărilor pe secundă se determină cu ajutorul relaţiei:

$$M_t = \lambda\, nt = N \cdot G_{act.} \cdot n(1 - e^{-\lambda t_i}). \qquad (III_3)$$

Tabela 4

Reacţia nucleară şi izotopul radioactiv format sub acţiunea neutronului

Tipul reacţiei	Răspîndire %	Energia neutron.	Secţiunea eficace barni	Izotopul format	T	Energia radiaţiei gama M eV
1	2	3	4	5	6	7
$_8O_{16}$	99,8	14,5	$1,4.10^{-5}$	$_7N^{14}$	7,5 s.	6,2
$_9F_{19}$	100	termici	$9,4.10^{-3}$	$_9F^{20}$	12 s.	2,2
$_{11}Na^{23}$	100	1 M eV	$4,5.10^{-3}$	$_9F^{20}$	10,7 s.	2,2
$_{11}Na^{23}$	100	termici	0,55	$_{11}Na^{24}$	14,87 ore	1,4—2,8
$_{12}Mg^{24}$	78,6	14,5—4—12	1,191	$_{11}Na^{24}$	14,87 ore	1,4—2,8
			0,039			
$_{13}Al^{27}$	100	14,1—14,5	0,135	$_{11}Na^{24}$	14,87 ore	1,4—2,8
			0,0789			
$_{12}Mg^{26}$	11,3	termici	0,049	$_{12}Mg^{27}$	10,5 min	0,64; 0,84; 1,02
		4—12	0,025	$_{12}Mg^{27}$	10,2 min	0,64
$_{13}Al^{27}$	100	14,1	0,079			0,84
		14,5	0,052			1,02
$_{13}Al^{27}$	100	termici	0,23	$_{13}Al^{28}$	2,3 min	1,79
$_{14}Si^{28}$	92,3	4—12	0,045	$_{13}Al^{28}$	2,3 min	1,79
		14,5	0,220			
$_{17}Cl^{35}$	75,4	termici	0,169	$_{14}S^{35}$	87 zile	3,4
$_{17}Cl^{37}$	24,6	termici	0,61	$_{17}Cl^{38}$	37 min	1,65; 2,15
$_{19}K^{41}$	6,7	14,5	0,081	$_{18}Ar^{41}$	110 min	1,29
$_{19}K^{39}$	93,08	termici	1,87	$_{19}K^{40}$	12,5 ore	1,4; 2,1
$_{23}V^{51}$	100	termici	5,5	$_{23}V^{52}$	3,8 min	1,44
$_{24}Cr^{52}$	83,8	4—12	0,015	$_{23}V^{52}$	3,8 min	1,44
		14,5	0,078			
$_{25}Mn^{55}$	100	termici		$_{25}Mn^{56}$	2,6 ore	0,82; 1,77; 2,06
$_{25}Mn^{55}$	100	14,5	0,0525	$_{23}V^{52}$	3,8 min	1,44
$_{26}Co^{59}$	100	termici	35	$_{27}Co^{60}$	5,5 ore	1,17
						1,35
$_{29}Cu^{63}$	69,1	termici	3,1	$_{29}Cu^{64}$	12,8 ore	1,35
$_{33}As^{75}$	100	termici	4,2	$_{33}As^{76}$	26 ore	0,5—1,75
$_{42}Mo^{98}$	23,8	termici	0,39	$_{42}Mo^{99}$	64 ore	0,14—0,84
$_{48}Cd^{14}$	28,8	termici	1,24	$_{48}Cd^{115}$	2,5 ore	0,34—0,65
$_{56}Ba^{138}$	71,7	termici	0,56	$_{56}Ba^{139}$	86 min	0,163—1,05
$_{74}W^{186}$	28,6	termici	37	$_{74}W^{187}$	24 ore	0,078—0,69

După iradiere, la timpul t, radioactivitatea izotopului se determină cu ajutorul relaţiei:

$$M_{t_1} = M_t \cdot e^{-\lambda t} = N \cdot G_{act.} \cdot n(1 - e^{-\lambda t_i})\, e^{-\lambda t} \qquad (III_4)$$

Din relaţia (III_4) rezultă că sensibilitatea metodei de activare depinde în primul rînd de intensitatea fluxului de neutroni, de secţiunea de activare $\tau_{act.}$, a elementului, de timpul de iradiere şi timpul de înjumătăţire al elementului activat.

Dacă elementul studiat este supus iradierii cu neutroni un timp infinit, atunci activitatea la timpul 4 se va determina din expresia:

$$M_{t_1} \approx M_s\, e^{-\lambda t} = \lambda\, n_s\, e^{-\lambda t}, \qquad (III_5)$$

unde : M_s = activitatea corespunzătoare iradierii la saturație este dată de relația :

n_s = numărul de atomi iradiați la saturație (la un timp de iradiere infinit)

$$n_s = n \cdot N \cdot G_{act.} \qquad (III_6)$$

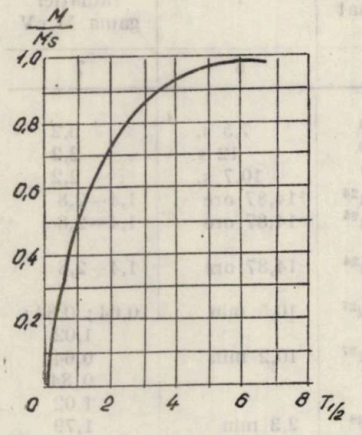


Fig. 39. — Dependența raportului M/M_s de timpul de iradiere exprimat în unități de timpi de înjumătățire.

Raportul $\frac{M_{ti}}{M_s}$ se poate exprima, folosindu-se timpul de înjumătățire, sub forma :

$$\frac{M_t}{M_s} = \frac{n_t}{n_s} = 1 - e^{-0{,}693t/T_{1/2}} \qquad (III_7)$$

Dependența raportului M_{t_i}/M_s de timpul de iradiere al elementelor, exprimat în perioade de înjumătățire, $T_{1/2}$ este arătat în figura 39 [22].

Din analiza acestui grafic se observă că pentru obținerea unei activități apropiate de activitatea de saturație, trebuie efectuată o iradiere egală cu 6–7 timpi de înjumătățire $T_{1/2}$.

Raportul M_{t_i}/M_s este aproximativ egal cu 0,5 pentru un timp de iradiere egal cu timpul de înjumătățire.

Determinarea elementelor analizate se execută atît prin măsurarea perioadelor de înjumătățire a izotopilor care apar cît și după energia radiațiilor gama care apar.

Pentru determinarea izotopilor după perioada de înjumătățire, se ridică experimental curba :

$$I = I_0 \, e^{-\lambda t}, \qquad (III_8)$$

unde : I = intensitatea radiației gama măsurată la timpul t și I_0 = intensitatea radiației gama corespunzătoare unui timp de iradiere la infinit.

Graficul $I = f(t)$ se înscrie pe un formular semilogaritmic. În cazul cînd s-a format un singur izotop, pe grafic apare o linie dreaptă care corespunde dependenței

$$I = I_0 \, e^{-\lambda t}.$$

După rezultatele obținute prin măsurarea intensității radiațiilor în două momente de timp t_1 și t_2 se poate calcula constanta de dezintegrare :

În adevăr

$$\frac{I(t_1)}{I(t_2)} = e^{-\lambda(t_1 - t_2)},$$

de unde se poate calcula constanta de dezintegrare [18, 22]:

$$\lambda = \frac{\ln \left[\frac{I(t_1)}{I(t_2)} \right]}{t_2 - t_1} \qquad (III_9)$$

În cazul cînd în rocă se formează n izotopi, intensitatea totală a radiației gama înregistrată este:

$$I_t = I_{01} e^{-\lambda_1 t} + I_{02} e^{-\lambda_2 t} + \ldots + I_{0n} e^{-\lambda_n t} = \sum_{i=1}^{n} I_0 e^{-\lambda_i t}. \qquad (III_{10})$$

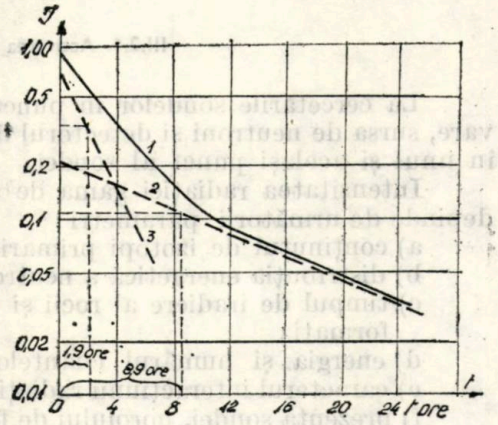


Fig. 40. -- Variația activității induse în timp
1. curba de dezintegrare totală
2. curba de dezintegrare a izotopului cu viață lungă
3. curba de dezintegrare a izotopului cu viață scurtă.

Graficul dependenței $I(t) = f(t)$ pentru mai mulți izotopi în sistemul semilogaritmic de coordonate are un caracter neliniar. Separarea componentelor curbei $I(t)$ pentru care se pot stabili timpul de înjumătățire $T_{1/2}$ și activitatea I_{01} specifice fiecărui element, se face în mod grafic. În figura 40 se arată graficul dependenței $I(t)$ pentru doi izotopi și modul de separare a componentelor. Pentru doi izotopi, activitatea va fi dată de ecuația:

$$I = I_{01} e^{-\lambda_1 t} + I_{02} e^{-\lambda_2 t}, \qquad (III_{11})$$

În cazul cînd timpul este destul de lung, termenul care corespunde elementului cu timp de viață scurt, devine egal cu zero, obținîndu-se ecuația cu o necunoscută: $I = I_{02} e^{-\lambda_2 t}$ care corespunde componentei cu perioada mare de înjumătățire. Prin urmare, pe grafic va apare o linie dreaptă pentru t de valoare mare. Prelungind această linie pînă la intersecție cu axa ordonatelor, se obțin valorile grafice ale lui $I_0 e^{-\lambda_2 t}$ ale izotopului cu viață lungă pentru fiecare moment de timp (curba 2). Scăzînd aceste valori din curba totală, se obțin valorile grafice $I_{01} e^{-\lambda_1 t}$ ale izotopului cu viață scurtă pentru fiecare moment de timp. Intervalele de timp care corespund scăderii activității izotopilor cu 50% vor fi egale cu perioada de înjumătățire a acestora. Din figură se constată că izotopului 2 îi corespunde un timp de înjumătățire de 8,9 ore, iar izotopului cu viață scurtă (curba 2) un timp de înjumătățire de 1,9 ore. Din valorile timpilor se determină elementul respectiv.

În cazul general, pentru izotopi cu viteze de dezintegrare net diferite, perioadele de înjumătățire se determină în mod analog.

III.2 CAROTAJUL DE ACTIVARE

Analiza de activare în sondă se face sau prin măsurători în puncte sau prin deplasarea continuă a aparatului în sondă. Principiile acestor două metode de activare vor fi analizate separat.

III.2.1. Activarea în puncte

La cercetările sondelor în puncte prin metoda carotajului de activare, sursa de neutroni și detectorul de radiații gama sînt așezate pe rînd în unul și același punct al sondei.

Intensitatea radiației gama de activare în rocile supuse activării depinde de următorii parametri:

a) conținutul de izotopi primari și secțiunile lor de activare;
b) distribuția energetică a neutronilor în rocă;
c) timpul de iradiere al rocii și timpul de înjumătățire a izotopilor formați;
d) energia și numărul cuantelor gama emise la o dezintegrare;
e) caracterul interacțiunii radiațiilor gama cu roca și fluidul de foraj;
f) prezența sondei, noroiului de foraj și a coloanei, cu influențele lor.

Toți acești parametri determină complexitatea deosebită a problemei teoretice a carotajului de activare.

În lucrările studiate, au fost examinate în general distribuțiile intensității radiației gama de activare pentru cazuri simple, reprezentate prin medii omogene, infinite, neținîndu-se cont de influența sondei și a parametrilor ei.

În lucrările studiate, I.P. Bulasevici și S.A. Suliatiev, E.B. Blancov, T.A. Alexeev, V.P. Odincov și alții au folosit pentru determinarea intensității radiației gama de activare calcule aproximative efectuate pentru medii infinite, reprezentate prin roci cu conținut de hidrogen [4, 6, 17, 18, 22].

F.A. Alexeev [22] propune următoarea relație aproximativă pentru calculul intensității radiației gama de activare înregistrate:

$$I_{\gamma_{act}} = \frac{Q \cdot \eta \cdot \tau \cdot e^{-\frac{r_0}{L_F}} \cdot \varepsilon \cdot s}{8\pi L_F^2 \left(1 - \frac{L^2}{L_F^2}\right)(1+\mu L_F)\,\tau_{act}} (1 - e^{-\lambda t_i})\, e^{-\lambda t} \qquad (III_{12})$$

unde: Q = puterea sursei de neutroni rapizi în neutroni/cm²s;
τ = timpul de viață al neutronilor în rocă;
L_F = lungimea de încetinire a neutronilor în mediu;
L = lungimea de difuzie a neutronilor termici;
μ = coeficientul de absorbție a cuantelor gama;
η = numărul de cuante gama expulzate la o dezintegrare a nucleului
$\frac{1}{\tau_{act}}$ = probabilitatea de activare a nucleelor de neutroni termici;

ε = eficacitatea contorului;
S = suprafaţa de lucru a contorului;
t_i = timpul de iradiere;
t = timpul care a trecut de la terminarea iradierii.

E.M. Filipov [6] citează expresia pentru determinarea intensităţii radiaţiei gama de activare, în cazul unui mediu omogen, care conţine hidrogen şi în care lungimea de încetinire L_F este mult mai mare ca lungimea de difuzie a neutronilor termici ($L_F >> L$) obţinută de I.S. Similevici (Teză de doctorat, 1957). Această expresie are aspectul:

$$I_{\gamma act} \approx \frac{Q(I - e^{-\lambda t_i})\, e^{-\lambda t}}{8\pi L_F^2} \cdot \frac{Gact}{Ga} \cdot \frac{e^{-\left(\mu_0 + \frac{1}{L_F}\right) r_0}}{1 + \mu L_F} \varepsilon \cdot s. \qquad (III_{12})$$

unde: Ga = secţiunea de captură a neutronilor termici în roci.

Pentru studiul influenţei diverşilor parametri asupra distribuţiei radiaţiei gama în medii ce conţin hidrogen, vom folosi rezultatele lucrărilor [4, 22].

III.2.1a. *Influenţa variaţiei densităţii rocilor.* La analiza distribuţiei intensităţii radiaţiei gama în rocile sedimentare a căror densitate variază în medie între 1,9 şi 2,7 g/cm² parametrii L_F, L, G_a, G_{act} variază neînsemnat. Cele mai mari schimbări se produc în acest caz în valoarea coeficientului μ, care este aproximativ proporţional cu densitatea mediului:

$$\mu = \rho \times \tau \qquad (III_{13})$$

unde: ρ = densitatea în g/cm³;
τ = coeficientul masic de absorbţie a radiaţiilor gama în cm²/g.

Prin urmare, influenţa variaţiei densităţii rocilor asupra indicaţiilor metodei carotajului de activare va fi dată în prima aproximaţie de raportul:

$$I \sim \frac{1}{1 + \mu L_F} \qquad (III_{14})$$

Din acest raport se observă că la creşterea densităţii rocilor se produce o atenuare a intensităţii radiaţiei gama de activare înregistrate.

II.2.1.b. *Variaţia conţinutului de hidrogen în mediu.* În cazul cînd densitatea rocii şi conţinutul izotopului de activare din rocă rămîne neschimbat, variaţia conţinutului de hidrogen atrage după sine schimbarea parametrilor de încetinire L_F, lungimii de difuzie L, ca şi a duratei de viaţă (τ) a neutronilor termici în mediu.

În legătură cu aceştia, intensitatea radiaţiei $I_{\gamma_{act}}$ variază în funcţie de conţinutul de hidrogen aproximativ după relaţia [4]:

$$I_\gamma \approx \frac{\tau \cdot e^{-\frac{r_0}{L_F}}}{L_F^2 \left(1 - \frac{L^2}{L_F^2}\right)} \times \frac{1}{(1 + \mu \cdot L_F)}. \qquad (III_{15})$$

Datorită faptului că $L^2 << L_F^2$, expresia (III_{15}) se poate scrie în a doua aproximaţie sub forma :

$$I_\gamma \approx \frac{\tau \cdot e^{-\frac{r_0}{L_F}}}{L_F^2 (1 + \mu \cdot L_F)}. \qquad (III_{16})$$

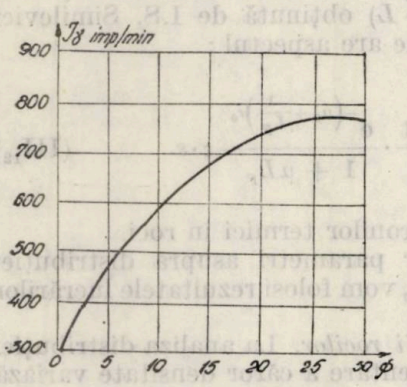


Fig. 41. — Dependenţa intensităţii radiaţiei gama de activare de conţinutul de hidrogen al rocii [39].

Dependenţa acestei funcţii de conţinutul de hidrogen în rocă este arătată în figura 41 [4]. Aşa cum se vede din desen, mărirea porozităţii rocii duce la creşterea intensităţii radiaţiei înregistrate şi începînd de la porozitatea de 15% curba creşte lent tinzînd spre asimtotă. Pe această curbă se vede că pentru o porozitate de 15—30% la un conţinut invariabil de elemente de activare în rocă, indicaţiile metodei de activare variază cu 10—15%.

III.2.1c. *Influenţa variaţiei compoziţiei chimice a rocilor.* Cînd mediul (roca) are un conţinut de hidrogen constant, variaţia compoziţiei chimice a rocilor atrage după sine o schimbare sensibilă a parametrilor τ, L, G_{act} şi G_a. Celelalte valori variază cel mult cu 10—15%. Prinurmare, influenţa compoziţiei chimice a rocii asupra lui $I\gamma$ se poate exprima prin :

$$I_\gamma \sim \frac{\tau_a}{G_{act}} \cdot \frac{1}{\left(1 - \frac{L^2}{L_F^2}\right)}. \qquad (III_{17})$$

În mod obişnuit, în roci $L^{22} << L_{F^2}$ şi expresia $I\gamma \simeq \frac{\tau_a}{\tau_{act}}$ pentru un mediu anizotrop devine :

$$I_\gamma \simeq \frac{(U_A G_{act})_k}{\sum_{i=1}^{n} (n_{A_i} G_{a_i})} \qquad (III_{18})$$

unde : $(n_a G_{act})_k$ = secţiunea macroscopică de activare a izotopului de tip K ;

$\sum_{i=1}^{n} n_{A_i} G_a$ = secţiunea totală macroscopică de absorbţie a neutronilor termici ;

N_{Ai} = numărul atomilor de tip i într-un cm³ de substanţă.

Dependența intensității radiației gama de activare de prezența unui absorbant (Cl) în rocă indicată în figura 42 [4].

Creșterea conținutului de clor duce la creșterea pronunțată a intensității gama înregistrate. Acest fenomen se explică prin creșterea intensității radiației gama parazitare obținute în urma reacției de captură (n, γ) a neutronilor termici cu nucleele de clor din rocă.

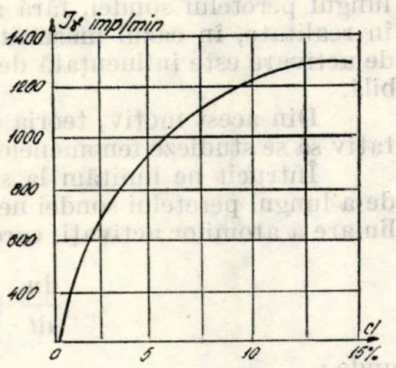


Fig. 42. — Dependența intensității gama de activare de conținutul de clor din rocă [39].

III.2.1.d. *Adîncimea de investigare.* Ca și în metodele anterioare, adîncimea de cercetare a rocilor prin metoda carotajului de activare se determină din raportul : $\frac{I_{\gamma\,act}(R)}{I_{\gamma\,act(\infty)}}$ care reprezintă acea parte a radiațiilor care vin dintr-un mediu închis într-o sferă de rază R comparativ cu radiațiile mediului infinit. Adîncimea de cercetare a stratului sferic se determină din relația :

$$\frac{I(R)}{I(\infty)} = \frac{\int_{r_0}^{R} e^{-\left(\mu+\frac{1}{L_F}\right)r} \cdot dr}{\int_{r_0}^{\infty} e^{-\left(\mu+\frac{1}{L_F}\right)r} dr} = 1 - e^{-\left(\mu+\frac{1}{L_F}\right)(R_0-r_0)} \qquad (III_{19})$$

Din expresia (III_{19}) se vede că, în general, adîncimea de investigare a metodei de activare depinde de parametrii și L_F și prin urmare va varia în funcție de densitatea și conținutul de hidrogen al rocii.

Dacă se ia ca mărime a adîncimii de investigare stratul de rocă ce corespunde cu 90% din valoarea intensității radiației gama de activare, atunci pentru roci compacte, fără hidrogen, adîncimea de investigare este de 17—20 cm, iar cazul rocilor ce conțin hidrogen, adîncimea de investigare scade în raport cu creșterea conținutului de hidrogen [22].

III.2.1.e. *Metodica de cercetare.* În sondă, la adîncimea stabilită, se coboară un dispozitiv format dintr-un detector de radiații gama de care este atașată o port-sursă la o distanță apreciabilă conținînd o sursă de neutroni rapizi. În punctul de investigare se înregistrează fondul gama natural al rocii $I_{\gamma nat}$. După aceea se aduce în punctul de cercetare sursa care se ține pe loc un timp t_i corespunzător.

Timpul de iradiere se ia, de obicei, egal cu 6—7 timpi de înjumătățire ($T_{1/2}$) ai izotopului studiat. După terminarea iradierii, se înregistrează intensitatea totală I_γ în timp.

Din intensitatea I_γ totală se scade valoarea $I_{\gamma nat}$ pentru a se obține intensitatea radiației gama de activare $I_{\gamma act}$

$$I_{\gamma act} = I_\gamma - I_{\gamma nat}.$$

Se prelucrează curba $I\gamma_{act} = f(t)$ așa cum s-a indicat în paragraful (III_1).

III.2.2. Carotaj de activare continuu

Teoria carotajului de activare cu dispozitiv deplasabil a fost elaborată de Bulașevici I.P. și Suliatiev S.A. [18, 19].

În lucrarea [18] autorii examinează activarea unui element de-a lungul peretelui sondei, fără a lua în considerație influența sondei, dar în realitate, în cazul măsurătorilor practice, radiația gama a izotopului de activare este influențată de parametrii sondei într-o măsură considerabilă.

Din acest motiv, teoria carotajului de activare permite numai calitativ să se studieze fenomenele care se observă la efectuarea măsurătorilor.

Întrucît ne limităm la stratul superficial de răspîndire a izotopilor de-a lungul peretelui sondei ne limităm la cercetarea distribuției densității liniare a atomilor activați, care se determină din următoarea relație [18]:

$$\frac{dn}{dt} + \lambda \cdot n = A_0 \, e^{-\frac{(z-vt)}{L_F}} \qquad (III_{20})$$

unde:

t = timpul care a trecut din momentul activării punctului cercetat cu neutroni din punctul sursei pînă în momentul deplasării indicatorului la el;

A = viteza de activare a izotopului în punctul sursei;

z = coordonata punctului de observație imobil;

Vt = coordonata sursei de neutroni (v = viteza de deplasare a dispozitivului);

λ = constanta de încetinire a neutronilor în rocă;

L = lungimea de încetinire a neutronilor în rocă;

$A\, e^{-\frac{z-vt}{L_F}}$ = viteza de activare la o unitate de strat cilindric.

Ecuația de forma aceasta este valabilă pentru un mediu cu hidrogen, în care pentru calcule nu se folosește lungimea de încetinire L_F ci parametrul de disipație L.

Această înlocuire conduce la faptul că la distanțe mari de sursă $z >> L_F$ ecuația arătată va descrie cu exactitate mai mică distribuția densității liniare a izotopului ce se activează.

La rezolvarea ecuației (III_{19}) trebuie să se cunoască condițiile inițiale care se aleg din următoarele considerații:

Pentru zona din fața sursei $z >> Vt$ soluția lui n_1 corespunde cu condițiile $n_1 = 0$ la $t = 0$.

Pentru zona din spatele sursei $z = Vt$ soluția n_2 se găsește din condiția $n_1 = n_2$ la $t = z/V$.

În rezultat se obțin următoarele expresii pentru n_1 și n_2 [18]:

$$n_1 = \frac{AL}{v + \lambda L} \cdot e^{-\frac{z}{L}} \left(e^{-\frac{Vt}{L}} - e^{-\lambda t}\right) \qquad (III_{21})$$

$$n_2 = \frac{AL}{v + \lambda L}\left(\frac{2V}{V - \lambda L} e^{-\frac{\lambda z}{V}} - e^{-\frac{z}{L}}\right) e^{-\lambda t} + \frac{AL}{V - \lambda L} e^{-\frac{Vt - z}{L}}. \qquad (III_{22})$$

La o distanță constantă de la sursa neutronilor $l = (z - Vt)$ care reprezintă lungimea electrodei, expresiile (III_{21}) și (III_{22}) capătă următorul aspect :

$$n_1 = \frac{AL}{v + \lambda L}\left[e^{-\frac{l}{L}} - e^{-\frac{l}{L}-\left(\lambda+\frac{V}{L}\right)t} \right] \qquad (III_{23})$$

$$n_2 = \frac{AL}{v + \lambda L}\left[\frac{2V}{V - \lambda L} e^{-\frac{\lambda l}{V}} - e^{-\left(\lambda-\frac{V}{L}\right)t+\frac{l}{L}}\right]. \qquad (III_{24})$$

În scopul simplificării acestor expresii, putem ignora instabilitatea legată de condițiile inițiale, adică presupunem că $t >> l(\lambda + V/L)$ pentru n_1 și $t >> l/V$ pentru n_2. Ca rezultat obținem :

$$n_1 = \frac{AL}{V + \lambda L} \cdot e^{-\frac{l}{L}} \qquad (III_{25})$$

$$n_2 = \frac{AL}{V - \lambda L}\left[\frac{2V}{V + \lambda L} e^{-\frac{\lambda l}{V}} - e^{-\frac{l}{L}}\right]. \qquad (III_{26})$$

Densitatea maximă a atomilor activați pentru o sursă imobilă, pentru un timp nelimitat de activare ($V = 0$ și $l = 0$) va fi :

$$n_0 = \frac{A}{\lambda} \cdot \qquad (III_{27})$$

Folosindu-se de acest raport, ecuațiile pentru n_1 și n_2 se pot scrie sub forma :

$$\frac{n_1}{n_0} = \frac{\lambda L}{V + \lambda L} e^{-\frac{l}{L}} \qquad (III_{28})$$

$$\frac{n_2}{n_0} = \frac{\lambda L}{V - \lambda L}\left[\frac{2V}{V + \lambda L} \cdot e^{-\frac{\lambda l}{V}} - e^{-\frac{l}{L}}\right]. \qquad (III_{29})$$

Rezultatele de calcul obținute din aceste formule ale densității atomilor de activare ai aluminiului în bauxită sînt redate în figura 43.

La mărirea vitezei de deplasare a aparatului maximum de concentrație a atomilor activați se micșorează în valoare absolută și se deplasează în direcția inversă deplasării aparatului. (Aparatul de adîncime circulă de la dreapta spre stînga).

Din analiza ecuațiilor (III_{28}) și (III_{29}) se vede că mărirea timpului de înjumătățire a izotopului va fi echivalentă cu mărirea vitezei de deplasare a electrodei.

La cercetarea sondelor prin metoda carotajului de activare continuă

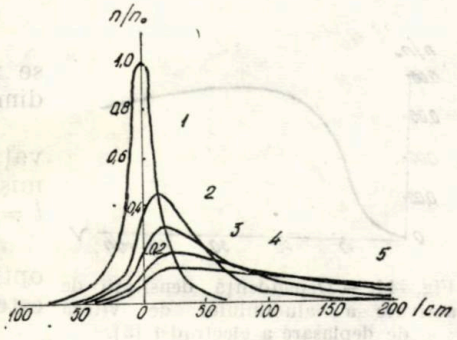


Fig. 43. — Dependența densității relative a izotopilor formați de dimensiunile electrodei, la viteze diferite de extragere pentru aluminiu [5].
1. V = 0; 2. V = 5m/h; 3. V = 10m/h; 4. V = 20 m/h; 5. V = 30 m/h.

este necesar să se determine lungimea optimă a electrodei (distanța sursă-contor) și viteza optimă de deplasare ce corespund cu valorile maxime ale lui n_2. Dimensiunea maximă a electrodei se obține din condiția : $\frac{\partial n_2}{\partial l} = 0$ la V = constant, iar viteza optimă din condiția $\frac{\partial n_2}{\partial v} = 0$ la l = constant.

În urma calculelor, pentru dimensiunea optimă a electrodei, se obține expresia :

$$l = \frac{VL}{V - \lambda L} \ln \left((0{,}5 + \frac{V}{2\lambda L} \right) \cdot \qquad (III_{30})$$

Viteza optimă poate fi obținută din ecuația :

$$\frac{2}{V + \lambda L} \left[1 - \frac{2V_2}{V^2 - (\lambda L)^2} + \frac{\lambda L}{V} \right] e^{-\frac{\lambda L}{V}} + \frac{l}{V - \lambda L} e^{-\frac{l}{L}} = 0.$$

În această ecuație, valoarea V depinde de toate celelalte valori din ecuație. De aceea, pentru rezolvarea ecuației, ne limităm în cazul $V >> L$. În acest caz, rezolvarea ecuației dă următoarele valori pentru V :

$$V_1 = \lambda L \qquad (III_{31})$$

$$V_3 = V_2 = 0 \qquad (III_{32})$$

Prin urmare, viteza optimă va depinde atît de dimensiunea electrodei cît și de perioada de înjumătățire a izotopului format :

$$V = \frac{0{,}693}{T_{1/2}} l. \qquad (III_{33})$$

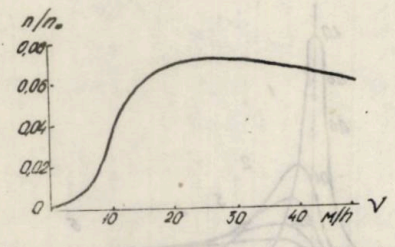


Fig. 44. — Dependența densității de activare a aluminiului de viteză de deplasare a electrodei [5].

Mărirea vitezei de deplasare, așa cum se vede din figura 43, duce la mărirea dimensiunii optime.

Dependența densității atomilor activați ai Al. din bauxită față de viteza de mișcare a aparatului de adîncime pentru l = 1,50 m este arătată în figura 44.

Din figură se vede că valoarea vitezei optime în timpul activării aluminiului este egală aproximativ cu 25 m/h.

Micșorarea vitezei sub valoarea vitezei optime duce la scăderea bruscă a densității de activare, iar mărirea vitezei peste viteza optimă conduce la o scădere lentă a densității de activare.

Prin urmare, investigarea prin carotaj continuu de activare se poate face și la viteze mai mari decît viteza optimă.

Pentru cazul activării cu o sursă imobilă, zona efectivă de activare are dimensiunile aproximativ 2 L. Pentru carotajul de activare, zona efectivă de activare se întinde pe o lungime mai mare de-a lungul sondei, în cazul cînd concentraţia atomilor care se activează rămîne constantă [18, 19]. În condiţiile cînd $V >> L\lambda$ zona efectivă se întinde pe distanţa V/λ. Prin urmare, dimensiunea electrodei se determină în acest caz din condiţia $l = V/\lambda$.

Cînd viteza este mai mică decît cea optimă, detectorul se găseşte în afara zonei de activare.

La viteze mai mari decît viteza optimă, zona de activare creşte, iar densitatea de activare se va micşora în punctul detectorului.

III.2.3. Cercetări în sondă

În acest paragraf sînt examinate cîteva probleme legate de detectarea şi posibilităţile de utilizare ale metodei carotajului prin activare la analiza cîtorva elemente chimice din roci şi minereuri.

În general, metoda carotajului de activare se foloseşte în geofizica de sondă, la detectarea contactului apă petrol după metoda clorului şi sodiului şi pentru detectarea cîtorva elemente metalifere.

Datorită faptului că rocile şi minereurile sînt medii cu compoziţie chimică complicată, atunci pentru analiza conţinutului în ele a izotopului ce ne interesează se ţine cont de o serie de factori.

Durata iradierii rocii sau minereului se ia astfel ca activitatea izotopului care ne interesează să fie cît se poate de mare în comparaţie cu cea a izotopilor altor elemente chimice care se formează. Înregistrarea radiaţiei gama de activare a izotopului studiat se face în perioada cînd radiaţia lui formează partea cea mai mare din radiaţia totală a tuturor izotopilor formaţi.

În funcţie de concentraţia elementului ce ne interesează în rocă, secţiunea de activare şi perioada de înjumătăţire a izotopului format se foloseşte metoda activării prin puncte sau metoda activării în mişcare (continuă).

Determinarea contactului apă-ţiţei. Primele măsurători de activare în sonde au avut ca scop determinarea contactului apă-ţiţei în sondele tubate productive [22, 23].

Prezenţa clorurii de sodiu în concentraţii ridicate în apele dintr-o serie de zăcăminte de petrol permite să se determine prin metoda carotajului de activare prin puncte stratele acvifere şi cele purtătoare de petrol şi totodată să se detecteze contactul dintre acestea.

Acestei probleme de detectare prin metoda de activare i s-au dedicat o serie de lucrări, dintre care citäm lucrările lui Alexeev I. A. şi Blancova T. N. [22, 23].

Prin activare cu neutroni termici a gresiilor acvifere apar izotopi Al^{28} ($T_{1/2} = 2{,}8$ min.); Cl^{38} ($T_{1/2} = 38$ min) şi Na^{24} ($T_{1/2} = 15$ ore). În rocile carbonatice nu apar decît izotopii Cl^{38} şi Na^{24}.

Existenţa coloanei de tubaj din oţel duce la aceea că sub acţiunea neutronilor apare izotopul radioactiv al manganului Mn^{56} după reacţia Fe_{56} (n, p) Mn_{56}. Acest izotop se formează de asemenea şi după reacţia

(n, γ) din Mn^{55} existent în impurităţile din coloană. Timpul de înjumătăţire al Mn_{56} este de 2,5 ore.

Prezenţa manganului conduce la îngreunarea detectării contactului apă-ţiţei prin metoda de activare a clorului şi sodiului.

În funcţie de realizarea detectării contactului apă-ţiţei după măsurarea activităţii clorului sau sodiului metoda carotajului de activare se divide în carotaj de activare a clorului şi carotaj de activare a sodiului.

Detectarea contactului apă-ţiţei prin activarea clorului. La detectarea contactului apă-ţiţei prin activarea clorului, punctul de cercetat se iradiază timp de 40 minute. După iradiere se lasă să treacă un timp de 20 minute, suficient ca activitatea determinată de izotopul Al^{28} să scadă în limite neglijabile. După dezintegrarea Al^{28} timp de 40 minute se ridică curba de activare $I\gamma = f(t)$. În acest caz, activitatea Na_{24} este mult mai mică decît Mn^{56} şi a Cl^{38}. Curba de activare $I\gamma = f(t)$ este influenţată de prezenţa activităţii izotopului Mn^{56}.

În general, lucrînd prin metoda activării clorului, se foloseşte un timp de 2 ore pentru fiecare punct.

Ca mărimi calitative pentru caracterizarea naturii conţinutului (apă sau petrol) se foloseşte aşa-numitul criteriu al raporturilor [23]

$$\beta_{Cl} = \frac{I_{0Cl}}{I_{0Cl} + I_{0Mn}} \qquad (III_{34})$$

unde: I_{0Cl} = intensitatea radiaţiei gama înregistrată pentru clor, corespunzătoare unui timp infinit de iradiere;

I_{0Mn} = intensitatea radiaţiei gama înregistrată pe Mn_{56} corespunzătoare unui timp infinit de iradiere.

Deoarece: $I_{0Cl} \leqslant I_{0Mn}$, formula (III_{34}) se poate scrie sub următorul aspect:

$$\beta_{Cl} = \frac{I_{0Cl}}{I_{0Mn}} \qquad (III_{35})$$

În urma cercetării unei serii de sonde din R.S.S. Armeană, reg. Tatarschi, Blancova T. N. a stabilit că valoarea acestui raport oscilează între limitele: 0,06—0,12 pentru gresii acvifere cu mineralizaţia apelor de zăcămînt de 260—300 g/l, 0,04—0,11 pentru zona de trecere şi gresii invadate cu fluid de foraj şi de la 0—0,03, pentru gresiile care conţin ţiţei.

Dispersarea existentă a valorilor este legată în general de poziţia coloanei de tubaj în sondă (23).

În figura 45 se arată un exemplu de determinare a contactului apă-ţiţei în comparaţie cu rezultatele altor metode [23].

Din figură se observă că limita apă-ţiţei se determină mai exact prin metoda carotajului de activare.

Determinarea limitei apă-ţiţei prin activarea sodiului. Din cauză că la detectarea limitei apă-ţiţei prin activarea clorului se obţin influenţe datorate izotopului Mn^{56}, I. S. Similevici a propus pentru eliminarea acestora, metoda prin activarea sodiului.

La detectarea contactului apă-ţiţei, prin metoda activării sodiului, iradierea rocii se face în decurs de 4 ore. Apoi, ca şi în metoda de activare a clorului, se lasă să se treacă 20 minute pentru eliminarea influenţelor date de activitatea izotopului de Al^{28}. După aceea se măsoară radioactivitatea rocii timp de 4 ore. Durata generală a unei astfel de măsurători

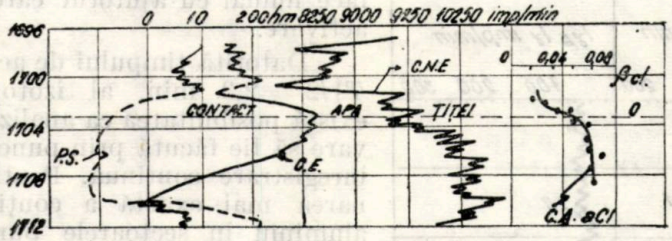


Fig. 45. — Detectarea contactului apă-ţiţei prin activarea clorului [7].

este în jur de 8 ore. La sfîrşitul perioadei de măsură, intensitatea radiaţiei gama înregistrate va fi determinată de radioactivitatea Na^{24} şi Mn^{56}.

Determinarea naturii fluidului conţinut în rocă se face după criteriul raportului :

$$\beta_{Na} = \frac{I_{0Na}}{I_{0Na} + I_{0Mn}} \qquad (III_{36})$$

unde : I_{0Na} = intensitatea radiaţiei gama a sodiului raportată la un timp infinit de iradiere ;

I_{0Mn} = la fel ca şi în relaţia (III_{34}).

În general $I_{0Na} << I_{0Mn}$ şi raportul (III_{36}) se poate scrie sub forma :

$$\beta_{Na} = \frac{I_{0Na}}{I_{0Mn}} \qquad (III_{37})$$

Valoarea raportului pentru sondele amintite mai sus variază în limitele : 0,35—0,45 (gresii acvifere) ; 0,25—0,40 gresii în zona de trecere şi gresii invadate cu filtrat de noroi ; 0,0,24 gresii cu petrol [23].

Diferenţele între valorile cercetate sînt determinate de poziţia excentrică a coloanei şi de prezenţa sodiului în compoziţia cimentului.

Faţă de alte metode de delimitare a contactului apă-ţiţei (neutron-gama, neutron-neutroni), metoda de analiză prin activare se caracterizează printr-o sensibilitate mărită cît şi prin faptul că se obţin rezultate concludente şi la mineralizaţii mai mici ale apei de zăcămînt de 150 g/l.

Astăzi, această metodă are o utilizare restrînsă atît din cauza duratei lungi de investigare a sondelor cît şi din cauza apariţiei metodelor moderne de investigare, cum sînt diagrafiile neutronice în impulsuri.

Sonde pentru minereuri. Metoda carotajului de activare cu neutroni se foloseşte la explorarea unor serii de substanţe minerale utile : aluminiu, mangan, cupru şi altele.

ALUMINIU

Determinarea minereurilor de aluminiu (bauxite) se face cu ajutorul metodelor electrice, gama natural, neutronice etc. Totuși, interpretarea cantitativă a zonelor cu bauxită se poate face numai cu ajutorul carotajului de activare.

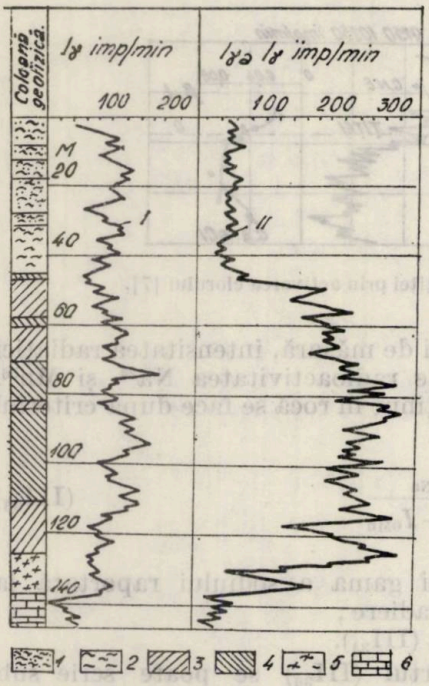


Fig. 46. — Diagrafie de activare a aluminiului [6].
I. curba gama natural. II. curba I_γ de activare
1. argilă nisipoasă; 2 argilă; 3 bauxită; 4. bauxită afînată; 5 bauxită cu argilă; 6 calcar

Datorită timpului de activare mic, $T1/2 = 2{,}3$ min. al izotopului Al^{28}, există posibilitatea ca analiza prin activare să fie făcută prin puncte sau prin înregistrare continuă. Pentru determinarea mai exactă a conținutului de aluminiu în sectoarele purtătoare de bauxită, rezultatele carotajului continuu se verifică prin puncte măsurînd perioada de înjumătățire sau energia cuantelor (1,18 M eV). În cazul activării prin puncte a Al, I. P. Bulasevici și I. N. Senco-Bulatnii au determinat că este necesar să se efectueze o iradiere a rocii (bauxitei) timp de 15 minute, timp pentru care se obține densitatea maximă de atomi Al^{28} activați [18, 19].

În cazul activării continue a Al din bauxită, s-a determinat că pentru o electrodă de 150 cm. lungime, viteza optimă este de 25 m/oră [18]. Lucrările experimentale efectuate cu o electrodă de 2 m lungime au indicat că rezultatele cele mai bune se obțin la o viteză de deplasare a electrodei cu 36 m/h. În figura 46 se prezintă o diagrafie de activare a Al executată într-o sondă cu bauxită.

Pentru determinarea cantitativă a conținutului de Al din bauxită se stabilește, pentru structura dată și condițiile geologice, curba dependenței intensității radiației gama de activare în funcție de conținutul de Al.

Curba dependenței $I_{\gamma act} = f(C_{Al})$ se ridică experimental pe modele fizice. Lucrările experimentale au demonstrat că intensitatea radiației gama de activare depinde exclusiv de cantitatea totală a atomilor activați și este proporțională cu concentrația aluminiului, dacă această concentrație este destul de mică.

Intensitatea radiației gama crește mai rapid decît concentrația de aluminiu cînd hidrargilitul conține apă moleculară. În cazul cînd concentrația aluminiului nu este constantă în cuprinsul zonei mineralizate, efectul de activare nu are un caracter liniar [19].

MANGANUL

Metoda carotajului de activare prin puncte este folosită pentru determinarea calitativă a zăcămintelor de mangan și în anumite limite și pentru determinări cantitative.

Măsurătorile se fac prin puncte și determinările se fac după măsurarea perioadei de înjumătățire ($T_{1/2} = 2{,}59$ ore).

Minereul se iradiază timp de 5—6 ore, după care se ridică curba $I_{\gamma act} = f(t)$ timp de 5—15 ore.

Pentru eliminarea influențelor parazite determinate de radiația gama de activare dată de alți izotopi cu viață scurtă se ridică curba $I_{\gamma act} = f(t)$ după o perioadă de 4—5 ore.

În figura 47 se dă un exemplu de curbe de activare pentru minereuri cu conținut variat de mangan, ridicate experimental și care se pot folosi la determinarea conținutului de metal [24]. Pentru ridicarea acestor curbe s-a folosit sursa de poloniu-beriliu cu puterea de 0,5 Cu și un detector de radiații gama tip M S—4.

Așa cum se vede din figura 47, prin măsurarea perioadei de înjumătățire a Mn_{56} conținutul de metal din minereu se poate determina cu o exactitate relativă.

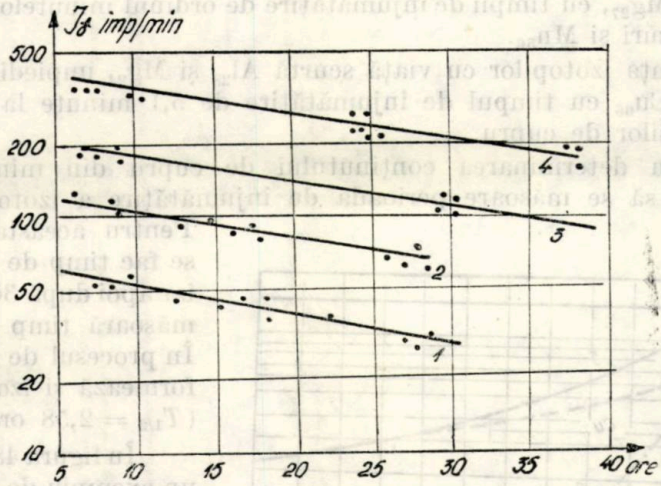


Fig. 47. — Dependența intensității radiației gama de activare a manganului de timpul de iradiere pentru diferite concentrații de metal.

1. C = 6,75%; 2. C = 13,5%; 3. C = 23%; 4. C = 27%.

Creșterea conținutului de mangan din minereu de la zero la 25%, așa cum se arată în [24] duce la creșterea lineară a intensității radiației gama înregistrată.

Ridicînd curba $I_{\gamma act} = f(t)$ pentru un timp oarecare după terminarea iradierii, după valoarea intensității gama înregistrate, se poate calcula și conținutul de metal din minereu.

Prezența borului deformează indicațiile metodei carotajului de activare la determinarea conținutului de mangan din minereuri, deoarece chiar la concentrații mici, borul provoacă o absorbție puternică a neutronilor.

Metodica de măsurare a perioadelor de înjumătățire a manganului 56 permite să se aprecieze conținutul de metal din minereu.

CUPRU

Cele mai răspîndite tipuri de minereuri de Cu sînt impregnații de minereu de calcopirită. În aceste cazuri, paralel cu cupru se întîlnesc și impregnații de fier, aluminiu, zinc, siliciu, magneziu, sulf și altele.

Corpurile de minereuri de acest tip sînt identificate în sondă prin metoda electrice, PS și gama-gama (după valori minime ale radiației gama dispersate).

La activarea nucleelor de cupru se formează izotopul de cupru, Cu_{64} ($T_{1/2} = 12{,}8$ ore și E = 0,51 MeV) și izotopul cuprului Cu_{65} ($T_{1/2} = 5{,}1$ min. și E = 1,06 M eV).

În aceste cazuri, principalii izotopi care împiedică acest proces sînt: Al_{28}, Mg_{27}, cu timpii de înjumătățire de ordinul minutelor, iar într-o serie de cazuri și Mn_{56}.

Prezența izotopilor cu viață scurtă Al_{28} și Mg_{24} împiedică folosirea izotopului Cu_{66} cu timpul de înjumătățire de 5,1 minute la detectarea mineralizațiilor de cupru.

Pentru determinarea conținutului de cupru din minereuri, se recomandă să se măsoare perioada de înjumătățire a izotopului Cu_{64}. Pentru aceasta, iradierile se fac timp de 10—15 ore, iar apoi după 30 minute se măsoară timp de 10 ore. În procesul de activare se formează și izotopul Ma^{56} ($T_{1/2} = 2{,}58$ ore).

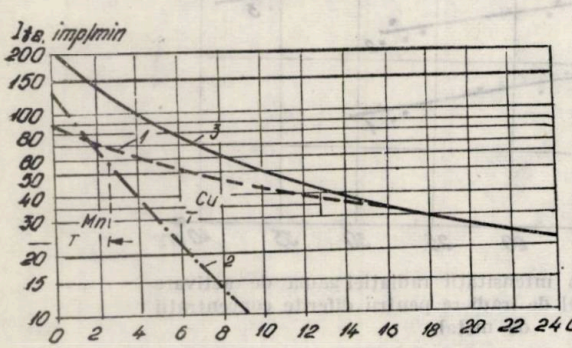


Fig. 48. — Exemplu de înregistrare a izotopilor Mn^{56} și Cu 64
1. Curba de dezintegrare $_{29}Cu^{64}$; 2. Curba de dezintegrare $_{25}Mn^{56}$; 3. Curba totală de dezintegrare.

În figura 48 este arătat un exemplu de înregistrare pentru minereuri de mangan și cupru.

Determinarea naturii izotopilor s-a făcut prin metoda grafică.

Metoda descrisă dă posibilitatea determinării conținutului de minereu de Cu de minereu cu concentrații mai mari de 0,5% [3].

ALTE ELEMENTE

Pe lîngă elementele enumerate, metoda carotajului de activare poate fi folosită la determinarea în profilul sondelor a următoarelor elemente: argint, indiu, vanadiu, pămînturi rare etc.

Determinarea conținuturilor auro-argentifere din pereții forajelor au constituit una din problemele importante de cercetare geofizică a găurilor de sondă din Republica Socialistă România. În [21] se prezintă măsurătorile efectuate în cadrul I.F.L.G.S. de Iordache Simion.

În zăcămintele auro-argentifere se întîlnesc ca elemente principale aurul și argintul. Raportul dintre conținuturile de aur și argint variază, dar pentru diferite tipuri de zăcămînt se pot stabili valori medii pentru acest raport. Astfel, pentru zăcămîntul Toroioaga, valoarea raportului variază între 2,4—5%, pentru zăcămîntul Șuior raportul Au/Ag variază de la 0,111—0,036; pentru zăcămîntul Gura Barza, limitele raportului Au/Ag variază între 0,166—0,039 [21].

În concluzie, pe tipuri de zăcăminte se poate stabili o valoare medie a raportului Au/Ag.

Pe baza acestui raport, determinînd conținutul unuia din elemente, se poate determina și celălalt element.

Elementul caracteristic din acest raport este argintul. În natură se găsesc doi izotopi ai argintului $_{47}Ag^{107}$ care prin activare trece în argint $_{47}Ag^{108}$ cu timpul de înjumătățire de 2,3 m și $_{47}Ag^{109}$ care prin activare dă $_{47}Ag^{110}$ cu timpul de înjumătățire de 24,2 s și care se găsește în proporție de 48,65%.

În afara izotopilor argintului, în zonele de mineralizații, în urma bombardării cu neutroni termici, apar următorii izotopi: Mg^{27} ($T_{1/2}$ = = 9,51 m); Al^{27} ($T_{1/2}$ = 2,3 m); Ca^{48} ($T_{1/2}$ = 8,75 m); Ti^{50} ($T_{1/2}$ = 5,8m). Izotopul Ag^{110} datorită timpului de înjumătățire mic în comparație cu

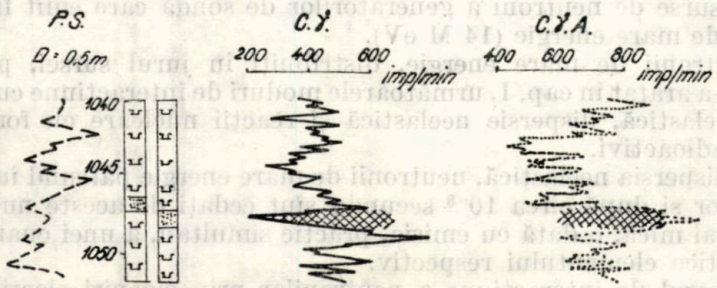


Fig. 49. — Diagrafie de activare a unui interval cu mineralizație auro-argentiferă [23].

ceilalți izotopi, permite activarea sa la deplasarea continuă a aparatului. Influența datorată activității celorlalți izotopi este mai mică de 5% [23].

În figura 49 se dă un exemplu de diagrafie de activare a izotopului Ag^{109} într-o sondă din R.S. România.

Date cantitative asupra conținuturilor de argint pe intervalul mineralizat, pot fi obținute folosind graficul din figura 50 [21].

Deoarece, în general, lipsesc datele experimentale privind folosirea metodei carotajului de activare pentru celelalte elemente, este greu de apreciat eficacitatea acestei metode în studiul metalelor rare.

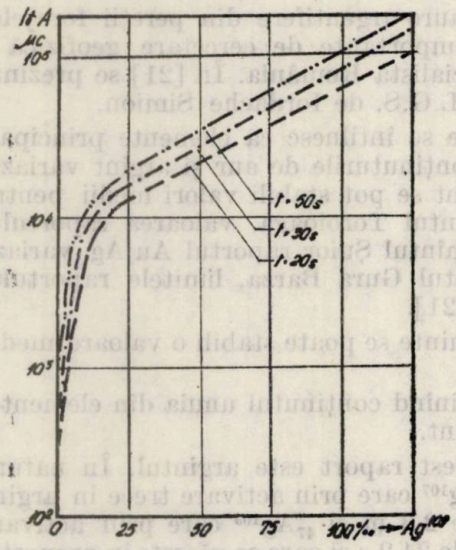


Fig. 50. — Graficul dependenței dintre intensitatea radiației gama de activare și conținuturile de argint pentru timpii de activare de 20; 30 și 50 sec. [23].

IV. METODE NEUTRONICE DE INVESTIGARE CU SURSE DE NEUTRONI ÎN REGIM DE IMPULSURI. METODE NEUTRONICE ÎN IMPULSURI

Metodele neutronice în impulsuri au putut fi introduse în practica cercetării radiometrice a profilelor de sondă o dată cu construirea și utilizarea ca surse de neutroni a generatorilor de sondă care emit fluxuri de neutroni de mare energie (14 M eV).

Neutronii de mare energie, distribuiți în jurul sursei, pot avea, așa cum s-a arătat în cap. I, următoarele moduri de interacțiune cu mediul: dispersie elastică, dispersie neelastică și reacții nucleare cu formare de izotopi radioactivi.

În dispersia neelastică, neutronii de mare energie pătrund în nucleele elementelor și după circa 10^{-8} secunde sînt cedați de aceste nuclee cu o energie mai mică, o dată cu emisia, practic simultan, a unei cuante gama caracteristice elementului respectiv.

Procesul de interacțiune a neutronilor prin ciocniri elastice determină încetinirea lor pînă la energii termice, cînd pot fi captați de nuclee cu emisie de radiații gama.

Procesul de termizare și captură necesită un timp de ordinul a $10^{-6} - 10^{-3}$ secunde.

Prin interacțiunea neutronilor emiși sub formă de impuls (cu durata de 4—5 secunde) cu mediul iau naștere:

— un cîmp de radiații gama provenite din ciocnirile neelastice;

— un cîmp de neutroni cu energii descrescătoare pînă la energia de absorbție ;

— un cîmp de radiații gama de captură, provenite din reacțiile de captură a neutronilor.

Rezultă, de aici, că atît perioada de emitere a impulsului cît și intervalul dintre impulsuri pot oferi elemente de investigare.

În principiu, pot fi folosite patru procedee de investigare.

1. Măsurarea radiației gama emise în urma ciocnirilor neelastice a neutronilor de mare energie, detectarea avînd loc practic în timpul dispersiei neelastice.

2. Analiza distribuției în timp a neutronilor în procesul de termizare, studiind de fapt procesul de interacțiune a neutronilor cu mediul investigat în intervalul de întrerupere a impulsurilor.

3. Măsurarea intensității radiației gama rezultată capturării neutronilor termici existenți la un moment dat în mediu. Numărul de capturi va fi proporțional cu numărul neutronilor termici.

4. Analiza spectrală a radiației gama de activare.

IV.1. CAROTAJUL NEUTRONIC ÎN REGIM DE IMPULSURI

Carotajul neutronic în impulsuri bazat pe studiul cîmpului nestaționar al neutronilor termici proveniți de la o sursă în regim de impulsuri, este cunoscut în U.R.S.S. sub denumirea de carotaj neutron — neutronic în impulsuri (I.N.N.K.), iar metoda de carotaj bazată pe studiul cîmpului nestaționar al radiației gama de captură, este cunoscută sub numele de carotaj neutron-gama în impulsuri (I.N.G.K.)

Generatorul de neutroni în impulsuri emite neutroni o perioadă de timp T_1. Apoi, după o perioadă oarecare T_2 (timp de așteptare) se produce înregistrarea densității neutronilor în cursul intervalului T_3. Neutronii rapizi emiși de generator se încetinesc în timpul primelor 10—100 μ sec. pînă la energii termice și apoi difuzează în mediul sondei și în roci suferind absorbția. Distribuția în timp și spațiu a neutronilor termici depinde de proprietățile de încetinire a mediului, caracterizate prin lungimea de încetinire L_F și de proprietățile de difuzie a neutronilor termici caracterizate de timpul mediu de viață τ și coeficientul de difuzie D. În tabela 5 se dau valorile orientative a acestor parametri pentru cîteva roci, apă și ciment.

Distribuția în timp și spațiu a cuantelor gama depinde nu numai de parametrii L_F, τ și D, dar și de spectrul de energie a radiațiilor studiate și de asemenea de proprietățile mediului la absorbția și împrăștierea cuantelor gama.

În tabelul 5 sînt dați și coeficienții medii de împrăștiere a cuantelor gama (μ) pentru două energii : 2 M eV și 5 M eV.

După cum se vede din tabel, valoarea timpului de viață depinde foarte mult de conținutul elementelor absorbante din roci. Creșterea conținutului elementelor absorbante conduce la micșorarea rapidă a densității neutronilor termici. Dacă se măsoară variația densității neutronilor termici sau intensității radiației gama de captură, se poate determina conținutul de elemente absorbante în roci și în fluidele care saturează porii rocilor.

Tabela 5

Mediul	Densitatea g/cm³	L_F cm	D.10⁻⁵ cm²/sec.	τ_μ sec	μ.cm⁻¹	
				sec.	2,04 MeV	5,1MeV
Apă	1,0	12,2	0,35	207	0,048	0,029
Petrol	0,9	12,0	0,32	190	0,044	0,027
Gresie compactă	2,7	42,0	2,5	1 300	0,119	0,076
Gresie, porozitate 20% saturată cu țiței	2,4	16,0	1,1	630	0,104	0,066
Gresie, porozitate 20% saturată cu apă cu 200 g NaCl/l	2,4	16,0	1,1	225	0,106	0,067
Calcar compact	2,7	35,0	2,2	700	0,119	0,078
Calcar, porozitate 20% saturat cu țiței	2,4	15,0	1,0	450	0,105	0,068
Calcar, porozitate 20% saturat cu apă cu 200 g NaCl/l	2,4	15,0	1,0	195	0,106	0,068
Argilă	2,1	15,0	0,9	450	0,092	0,068
Sare gemă	2,1	—	2,0*	7	0,089	0,059
Ciment	2,0	12,0*	1,0*	330	0,101	0,059

IV.1.2. Principiile teoretice ale metodei

Distribuția neutronilor, în caz nestaționar, este descrisă în aproximația de difuzie, de ecuația: [28, 30]:

$$\frac{\partial N(r, t)}{\partial t} = D\nabla^2 N(r, t) + Q(r, t) - \frac{N(r, t)}{\tau} \qquad (IV_1)$$

unde: $N(r, t)$ = densitatea neutronilor;
$Q(r, t)$ = funcția de sursă;
τ = timpul de viață al neutronilor termici, în mediu;
D = coeficientul de difuzie a neutronilor termici, în mediu.

Impulsurile de neutroni sînt emise de obicei în cursul unei perioade scurte de timp $T_1 \ll T_2$. Astfel, funcția de distribuție a sursei Q se deosebește de zero numai într-o perioadă de timp scurt, determinată de suma $T_1 + \tau_1$(τ_1 = timpul de viață al neutronilor rapizi în rocă). În afara acestei perioade de timp, funcția $Q(r, z, t) = 0$ și ecuația (IV_1) se scrie sub următoarea formă [28, 30]:

$$\frac{1}{N} \times \frac{\partial N(r, t)}{\partial t} = D \cdot \frac{\nabla^2 N}{N} - \frac{1}{\tau}. \qquad (IV_2)$$

Termenul din partea stîngă reprezintă viteza relativă de creștere a densității neutronilor în punctul de coordonate r la timpul t.

Partea dreaptă conține doi termeni a căror semnificație fizică poate fi bine identificată:

1. $\frac{1}{\tau}$ reprezintă viteza relativă de absorbție în mediu și este independentă de timp.

2. $N\dfrac{\nabla^2 N(r,\ t)}{N}$ reprezintă viteza relativă a difuziei neutronilor într-o unitate de volum la timpul t.

S. A. Cantor și A. L. Poliancenco, în lucrările [28, 29, 30] au studiat distribuția asimptotică în timp a neutronilor pentru cazul cînd în originea coordonatelor se află o sursă de neutroni termici. Autorii arată că distribuția neutronilor termici emiși de o sursă de neutroni rapizi în regim de impulsuri, la timpi mari, este aproximativ identică cu distribuția obținută de la o sursă de neutroni termici în impulsuri [30]. Se dă următoarea valoare a timpului t de la care această echivalență este valabilă :

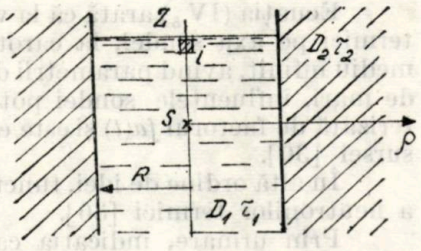


Fig. 51

$$t \gg \frac{L_{T2}}{D}.$$

În lucrarea [30] s-a studiat distribuția asimptotică în timp a neutronilor în cazul cînd sursa de neutroni termici este așezată în originea coordonatelor într-un mediu format din doi cilindri coaxiali, de lungime infinită (fig. 51). În cazul unui mediu cilindric, ecuația de difuzie (IV_2) ținînd cont de condițiile de simetrie se scrie :

$$D_1\left[\frac{\partial^2 N(\rho, z, t)}{\partial \rho} + \frac{1}{\rho}\cdot\frac{\partial N(\rho, z, t)}{\partial \rho} + \frac{\partial^2 N}{\partial z^2}\right] - \frac{N(\rho, z, t)}{\tau_1} = \frac{\partial N(\rho, z, t)}{\partial t} \qquad (IV_3)$$

pentru mediul interior, $0 \leqslant \rho \leqslant R$ și

$$D_2\left[\frac{\partial^2 N(\rho, z, t)}{\partial \rho} + \frac{1}{\rho}\cdot\frac{\partial N(\rho, z, t)}{\partial \rho} - \frac{\partial^2 N}{\partial z^2}\right] - \frac{N(\rho, z, t)}{\tau_2} = \frac{\partial N(\rho, z, t)}{\partial \cdot t} \qquad (IV_4)$$

pentru mediul exterior $R \leqslant \rho \leqslant R_0$.

Rezolvarea sistemului diferențial ($IV_3 - IV_4$) i-a condus pe autori la obținerea distribuției asimptotice pentru densitatea de neutroni pe axa sondei ($\rho = 0$).

La timpi mari, distribuția neutronilor pe axa sondei, în cazul absorbției slabe în strat ($\tau_2 > \tau_1$) este descrisă de următoarea expresie [30] :

$$N_1(o, z, t) = \left\{\frac{Q}{(4\pi D)^{3/2}} \exp\left(-\frac{t}{\tau_2} - \frac{z^2}{4D_2 t}\right)\right\} \cdot f(a) \cdot t, \qquad (IV_5)$$

unde : z = distanța de la sursă pe axa z ;
τ_2 = timpul de viață al neutronilor termici în strat ;
D_2 = coeficientul de difuzie al neutronilor termici în strat ;
$fa(t)$ = o funcție care depinde slab de t și în primă aproximație această dependență poate fi neglijată.

La $R \to 0$ $f(a) \to 1$ și expresia (IV_5) trece în expresia pentru un mediu omogen, cu parametri D_2 și τ_2.

$$N_1(0, z, t) = \frac{Q}{(4\pi D)^{3/2}} \cdot \exp \cdot \left(\frac{t}{\tau_2} - \frac{Z^2}{4D_2 t} \right). \qquad (IV_6)$$

Ecuația (IV_5) arată că la valori mari pentru t, distribuția neutronilor termici pe axa sondei, la carotaj, corespunde cu distribuția lor într-un mediu infinit, avînd parametrii de strat D_2 și τ_2. În acest fel, la timpi destul de mari, influențele sondei pot fi neglijate. Influența sondei este caracterizată de factorul $fa(t)$ și este echivalentă cu micșorarea efectivă a puterii sursei [30].

În altă ordine de idei, funcția $fa(t)$ nu deformează distribuția spațială a neutronilor termici [30].

Prin urmare, indicația carotajului neutron-neutronic în regim de impulsuri, în medii în care $\tau_2 > \tau_1$ este direct legată de parametrii stratului D_2 și τ_2. Expresia (IV_5) cu atît mai bine descrie distribuția neutronilor termici pe axa sondei cu cît este mai mare timpul t.

În cazul cînd în strat se produce o absorbție puternică ($\tau_2 < \tau_1$), distribuția neutronilor pe axa sondei va fi [30]:

$$N_1(0, z, t) = \frac{Q}{2\pi D_1} \left[\frac{A_0}{(4\pi D_{ef} t)^{1/2}} + \frac{2\pi A_1}{(4\pi D_{ef})^{3/2}} \right] \times$$

$$\times \exp\left(-\frac{t}{\tau_{ef}} - \frac{z^2}{4D_2 t} \right) + \frac{Q}{(4\pi D_2 t)^{3/2}} \cdot \exp\left(-\frac{t}{\tau_2} - \frac{z^2}{4D_2 t} \right) \cdot fb(t). \qquad (IV_7)$$

unde: τ_{ef} = timpul de viață efectiv al neutronilor în sistemul sondă strat;

D_{ef} = coeficientul efectiv de difuzie al neutronilor în mediul real al sondei.

$$A_0 = \frac{2D_1}{R^2} \times \frac{1}{(1 + b^2)\, I_1^2(\bar{x}_1)}. \qquad (IV_8)$$

$$A_1 = \frac{2}{[\bar{x}_1 I_1(\bar{x}_1)(1 + b^2)]^2} \cdot \left\{ \frac{D_1 \bar{x}_1}{D_2 \bar{x}_2} b^4 (D_2 - D_{ef}) + \right.$$

$$\left. + (D_{ef} - D_1) \times \left[1 - \frac{\bar{x}_1 I_0(\bar{x}_1)}{I_1(\bar{x}_1)} (1 + b^2) \right] \right\}. \qquad (IV_9)$$

$$b = \frac{D_1 \bar{x}_1}{D_2 \bar{x}_2} \qquad (IV_{10})$$

$$\bar{x}_1 = \frac{R}{\sqrt{D_1}} \cdot \sqrt{\frac{1}{\tau_{ef}} - \frac{1}{\tau_1}}; \quad \bar{x}_2 = \frac{R}{\sqrt{D_2}} \sqrt{\frac{1}{\tau_2} - \frac{1}{\tau_{ef}}}. \qquad (IV_{11})$$

fb (t) este o funcție slab dependentă de timp, analogă funcției $fa(t)$. La $R \to 0, fb(t) \to 1$, iar A_0 și A_1 tind la zero [28].

Din aceasta deducem că la o rază foarte mică a sondei, distribuția neutronilor corespunde cu distribuția lor într-un mediu omogen.

La raze mari, în ecuația (IV_7), contribuția termenului al treilea este mică și se poate neglija, iar ecuația care descrie distribuția neutronilor pe axa sondei, va avea aspectul :

$$N_1(0, z, t) = \frac{Q}{2\pi D_1}\left[\frac{A_0}{4\pi D_{ef})^{1/2}} + \right. \tag{IV$_{12}$}$$

$$\left. + \frac{2\pi A_1}{(4\pi D_{ef})^{3/2}}\right] \exp\left(-\frac{t}{\tau_{ef}} - \frac{z^2}{4 D_{ef} t)}\right).$$

Dependența parametrilor efectivi de raza sondei și parametrii ambelor medii arată că la toate combinațiile posibile ale lui τ_1, τ_2, D_1, D_2 și R, parametrii efectivi se includ în limitele :

$$\frac{1}{\tau_1} < \frac{1}{\tau_{ef}} < \frac{1}{\tau_2} \tag{V$_{13}$}$$

$$D_1 < D_{ef} < D_2 \tag{IV$_{14}$}$$

Se vede din inegalitățile (IV_{13} — IV_{14}) că la $\tau_2 < \tau_1$ din indicațiile carotajului neutronic în impulsuri, nu se pot obține direct parametrii rocii τ_2 și D_2.

La absorbție puternică, spre deosebire de cazul absorbției slabe ($\tau_2 > \tau_1$), determinările după datele carotajului neutronic în regim de impulsuri ale lui τ_{ef} și D_{ef} substanțial depind de raza sondei R și parametrii fluidului de sondă [28, 30].

A doua particularitate importantă a ecuației (IV_{12}) constă în aceea că ea este constituită în doi termeni. Primul de tip „o dimensiune" este explicat de alegerea lui z, direcția în spațiu, care simulează gaura de sondă. Această anizotropie este legată de aceea că la absorbția puternică și „timpi mari", neutronii termici sînt repede absorbiți în strat, răspîndindu-se mai ales în sondă.

Al doilea termen tridimensional este legat de obicei de simetria sferică, condiționînd curentul de neutroni.

Dependența parametrilor τ_{ef} și D_{ef} de raza sondei este indicată în figurile 52 și 53 (pentru diferite gresii).

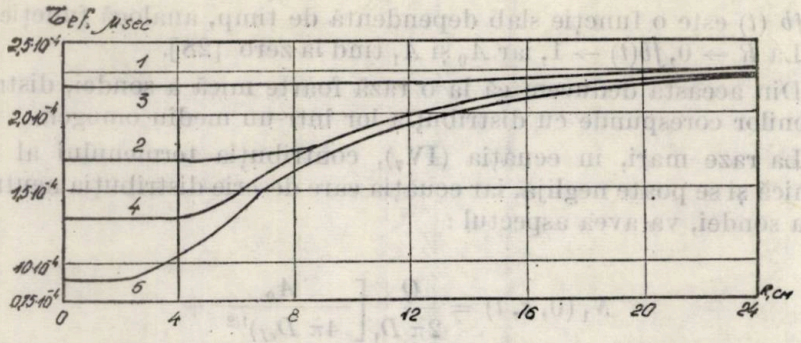


Fig. 52. — Dependența parametrului τ_{ef}. de raza sondei R. în strate de nisip saturate cu apă mineralizată cu NaCl [30].

1. porozitatea 0,2 ; concentrația 200 gr/l
2. porozitatea 0,2 ; concentrația 300 gr/l
3. porozitatea 0,4 — concentrația 100 gr/l
4. porozitatea 0,4 — concentrația 200 gr/l.
5. porozitatea 0,4 concentrația 300 gr/l

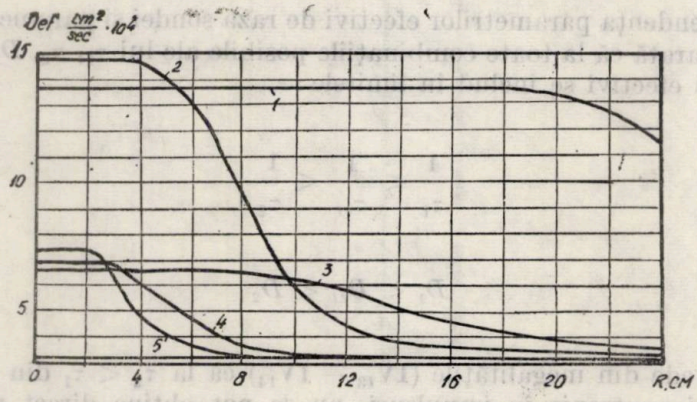


Fig. 53. — Dependența parametrilor D_{ef} de raza sondei — în strate de nisip saturat cu apă sărată [30].

1. porozitatea 0,2 concentrația 200 gr/l.
2. porozitatea 0,2 concentrația 300 gr/l.
3. porozitatea 0,4 concentrația 100 gr/l.
4. porozitatea 0,4 concentrația 200 gr/l.
5. porozitatea 0,4 concentrația 300 gr/l.

Aceste grafice arată că pentru fiecare pereche de medii cu parametrii (τ_1, D_1) și (τ_2, D_2) în cazul absorbției puternice în strat există raze critice în sondă R_1 și R_2, cum se vede în figura 54, astfel că la :

a) $R \leqslant R_2$ $\quad \tau_{ef} = \tau_2$, $D_{ef} = D_2$

b) $R_2 < R < R_f$ $\quad \tau_2 < \tau_{ef} < \tau_1$, $D_1 < D_{ef} < D_2$

c) $R \geqslant R_1$ $\quad \tau_{ef} = \tau_1$, $D_{ef} = D_1$

Sensul acestor raze critice este următorul : în sondele cu raze $R \geqslant R_1$ numărul de neutroni neabsorbiți distribuiți în interiorul sondei așa de mult depășește numărul neutronilor în rocă, încît influența celor din urmă poate fi neglijată.

Cu alte cuvinte, carotajul neutronic în impulsuri nu poate da nici o informație, în mediile în care $\tau_2 < \tau_1$, despre parametrii stratului, dacă raza sondei $R \gg R_1$.

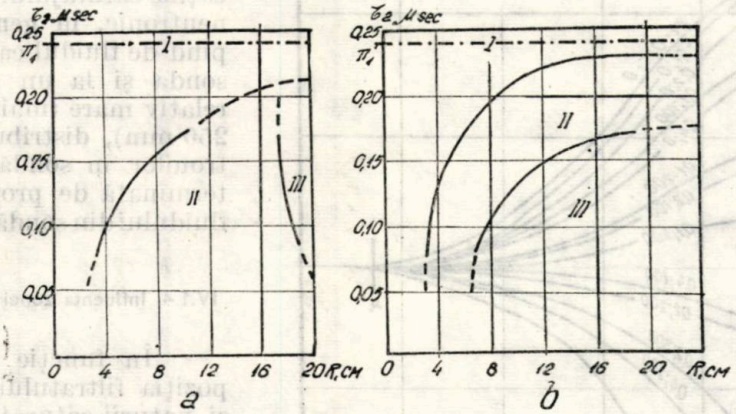


Fig. 54. — Curbele în domeniul (τ_2, R) separînd domeniile în care parametrii efectivi D_{ef} (τ_2, R) și D_{ef} (τ_2, R) corespund la τ_2 și D_2 (*I*) la domeniul intermediar (II) și la domeniul τ_1 și D_1 (III) [30].
a — pentru τ_{ef} (τ_2, R); *b* — pentru D_{ef} (τ_2, R)

Pe de altă parte, dacă limitele sondei sînt destul de mici, atunci principala contribuție în N_1 (0, z, t) este determinată de neutronii din mediul exterior. În aceste cazuri, carotajul neutronic dă maximum de informații despre strat, obținîndu-se direct parametrii τ_2 și D_2.

În cazul razelor intermediare $R_2 < R < R_1$, cînd contribuția ambelor grupe de neutroni este egală, parametrii efectivi τ_2 și D_2 se determină din grafice analoge celor din figurile 52 și 53.

IV.1.3. Influența diametrului sondei

Influența diametrului sondei asupra distribuției densității neutronilor termici a fost privită în cazul cînd pe axa sondei se găsește o sursă punctuală de neutroni termici în impulsuri. Calculele au fost efectuate pentru $z = 20$ cm și $t = 2{,}2$ μ sec. pentru gresii de diferite umidități și diferite concentrații în apă a absorbantului Cl din ClNa (fig. 55).

Parametrii mediului din sondă au fost constanți ($\tau_1 = 0{,}24$ μ sec. și $D_1 = 0{,}31 \cdot 10^5$ cm^2/sec.) și apropiați de parametrii neutronici ai apei dulci sau ai petrolului. După cum se observă, la creșterea razei sondei R densitatea neutronilor scade în cazul $\tau_2 < \tau_1$ și crește în cazul $\tau_2 > \tau_1$ și în ambele cazuri asimptotic tind la valoarea corespunzătoare unui mediu infinit cu parametrii sondei (τ_1, D_1).

La creşterea diametrului sondei, diferenţierea mediului exterior se micşorează, iar la o rază $R_1 > R_n$ mediul exterior practic încetează să influenţeze măsurătorile.

Valoarea lui R_n este dată de relaţia : $R_n = 2{,}1\sqrt{D, t}$ [14].

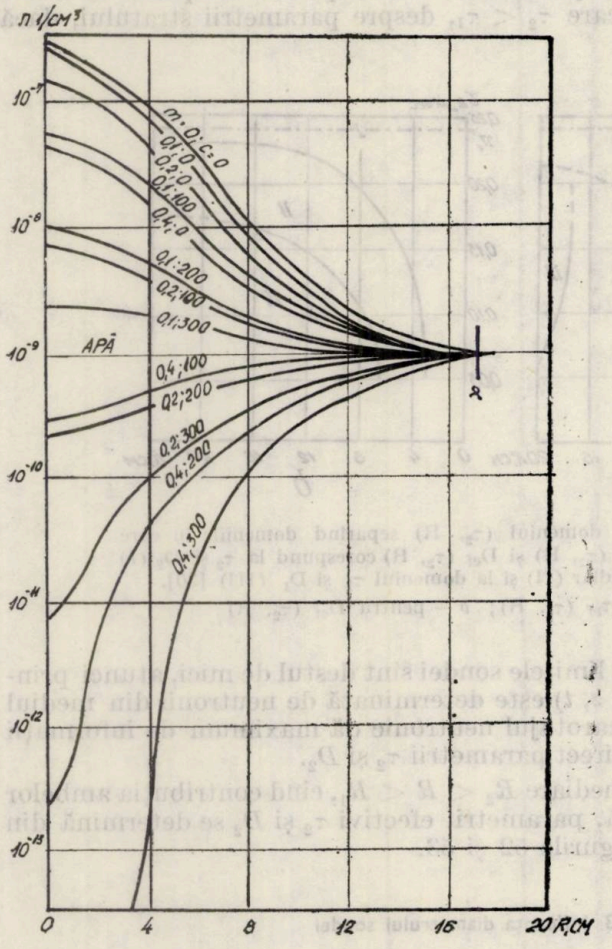


Fig. 55. — Dependenţa densităţii neutronilor în punctul $q = 0$; $Z = 20$ cm de raza sondei în gresii de diferite porozităţi saturate cu apă de diferite salinităţi [3].

Lucrările experimentale efectuate au indicat că în cazul cînd $\tau_1 > \tau_2$ indicaţiile carotajului neutron-neutronic, în general, depind de fluidul care umple sonda şi la un diametru relativ mare (mai mare de 250 mm), distribuţia neutronilor în sondă este determinată de proprietăţile fluidului din sondă [14, 30].

IV.1.4. Influenţa zonei de invazie

În funcţie de compoziţia filtratului de noroi şi naturii saturaţiei colectorului, timpul de viaţă a neutronilor termici în zona de invazie (τ_z) poate fi mai mic sau mai mare decît timpul de viaţă a neutronilor termici în strat.

Prezenţa zonelor de pătrundere a filtratului de noroi au o influenţă mare asupra indicaţiilor carotajului neutronic în impulsuri. Se poate socoti că în majoritatea cazurilor la întregistrările efectuate în sonde netubate, măsurătorile sînt corespunzătoare zonei de invazie a filtratului şi sînt vizibil denaturate. Această influenţă, în cele mai multe cazuri, nu permite o evaluare cantitativă a parametrilor stratului [2, 33].

După ce sonda a fost tubată, filtratul dispare în zonele poroase după cîteva zile sau săptămîni. Pe de altă parte el poate rămîne ani de zile în zonele cu permeabilitate redusă şi în zonele neproductive. Invazia în sondele productive, care au fost omorîte sau închise, conduce, de asemenea, la înregistrări denaturate.

Nesiguranța dată de invazie în zonă de producție este eliminată prin punerea în producție a sondelor cu cîteva zile înainte de înregistrarea și executarea operațiilor prin tubaj [8, 33].

IV.1.5. Influența grosimii stratelor

Experiențele efectuate au permis să se tragă următoarele concluzii despre influența grosimii stratelor și a limitelor lor asupra valorilor de timp de viață efectiv [15]:

1. Influența puternică a limitelor de strat, în strate cu timp de viață mai mic decît a rocilor adiacente se observă de la grosimi mai mici de 0,5 m.

2. În strate de grosimi mai mari de 0,8 m, influența stratelor adiacente poate să nu fie luată în considerare.

3. În porțiunile de alternanță subțiri de strate cu diferite proprietăți neutronice, mediul poate fi socotit ca omogen avînd parametrii neutronici intercalațiilor de 10 — 14 cm. La grosimea intercalațiilor de 20—30 cm indicația din zona de alternanță se aproximează cu indicația mediului cu timpul de viață mai mare. La grosimi mai mari de 0,5 m se ia stratul individual.

4. Limitele între strate cu grosimi mari se remarcă pe diagrama de carotaj neutronic în regim de impulsuri sub aspectul unei zone de trecere, a căror dimensiuni și configurație depind de dimensiunile electrodei, timpului de expunere, proprietăților neutronice ale stratului, viteza de înregistrare, constanta de timp a aparaturii etc.

IV.1.6. Metodica de înregistrare

Măsurătorile în sondă se efectuează prin înregistrarea densității neutronilor termici sau intensității radiației gama de captură, sub formă de curbe continui pentru un timp fixat de expunere și prin înregistrarea curbelor de descreștere a densității neutronilor sau a intensității radiației gama de captură, în puncte separate a profilului.

Diagrama continuă se înregistrează cu o viteză ceva mai mare ca 3 timpi de expunere.

Curbele de descreștere $N(t)$ se înregistrează în punctele caracteristice ale profilelor.

Alegerea punctelor de înregistrare se face după diagrama continuă în corelare cu celelalte diagrame de carotaj înregistrate.

Regimul de înregistrare se stabilește experimental în funcție de condițiile concrete.

În figura 56 se arată înregistrările continui efectuate într-o sondă tubată, iar în figura 57 se arată un exemplu de înregistrare a curbei de descreștere a densității neutronilor în timp [33].

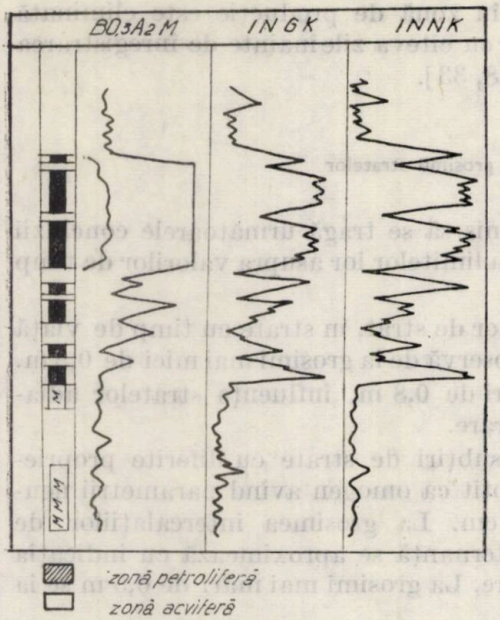


Fig. 56. — Exemplu de diagrafie în impulsuri înregistrate într-o sondă de petrol [3].

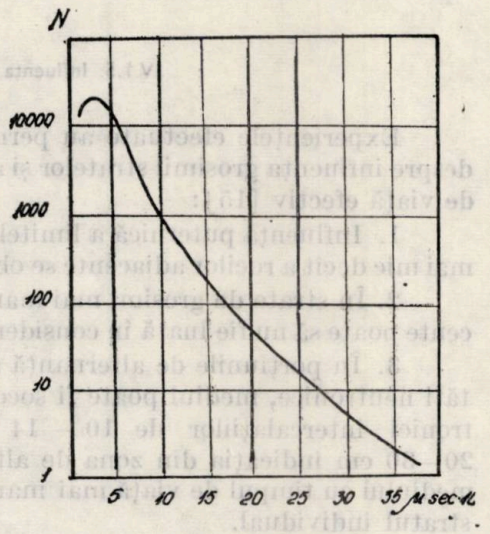


Fig. 57. — Curba de descreştere a densităţii neutronilor în timp [33].

IV.1.7. Interpretarea diagrafiei înregistrate

Interpretarea calitativă se face după diagrafia continuă. Stratele petrolifere sînt reprezentate prin valori ridicate ale intensităţii radiaţiei gama şi densităţii neutronilor termici. După cum se vede din figura 56, cele două curbe sînt aproape identice. Acest fapt se explică prin aceea că intensitatea radiaţiei gama de captură este direct proporţională cu densitatea neutronilor termici. Curbele corelează foarte bine cu diagrafia electrică executată înainte de tubaj. Cu cît este mai mare mineralizaţia fluidului de foraj, cu atît va fi mai mare diferenţierea stratelor petrolifere de cele saturate cu apă sărată mineralizată.

Interpretarea cantitativă pentru determinarea parametrilor stratului τ_2 şi D_2 se face în modul următor.

Se înregistrează dependenţa $N\ (t)$ la două distanţe diferite Z_1 şi Z_2. Din aceste două măsurători se determină coeficientul de difuzie D_2 în modul următor.

Se construieşte dependenţa de timp a mărimii [33]:

$$D_2 t = \frac{z_1^2 - z_2^2}{4 \ln \dfrac{N(z_1, t)}{N(z_2, t)}}. \qquad (IV_{15})$$

Din panta curbei se obţine direct valoarea D_2. Mai departe, cunoscînd valoarea D_2, din curba dependenţei densităţii neutronilor funcţie de timp,

se citesc valorile corespunzătoare la doi timpi t_1 și t_2, iar valoarea τ_2 se obține din expresia :

$$\tau_2 = \frac{t_1 - t_2}{\ln\left[\frac{N(z_1, t_2)\,F(t_2)}{N(z_1, t_1)\cdot F(t_1)}\right]}, \qquad (IV_{16})$$

unde :

$$F(t) = (D_2\,t)^{3/2}\cdot \exp - \frac{Z_1^2}{4\,D_2 t}. \qquad (IV_{17})$$

Din valorile parametrilor D_2 și τ_2 se poate estima natura fluidului de saturație.

IV.1.7. Domeniul de aplicabilitate al metodei

Metoda carotajului neutronic în impulsuri își găsește o largă aplicare la determinarea zonelor petrolifere și la controlul evoluției contactului apă-țiței în sondele tubate productive.

Determinarea contactului apă-țiței în strat se poate face prin următoarele metode :

— determinarea poziției după o singură înregistrare, după resorbirea zonei de infiltrație ;

— determinarea poziției contactului după două înregistrări în timp, înainte de resorbirea zonei de infiltrație și după resorbire ;

— determinarea evoluției poziției contactului după mai multe măsurători.

În condițiile mineralizațiilor mari a apelor de zăcămînt (concentrația de NaCl mai mare de 100 g/litru) pe curbele neutronice în impulsuri se obține o diferențiere mare a proprietăților neutronice a stratelor acvifere față de stratele petrolifere. De aceea, în astfel de condiții, caracterul saturație se poate face fără dificultăți (fig. 56) pe diagrama I.N.N.K. extrasă la timpi nu prea mari (1 000 — 1 200 μ sec).

În condițiile mineralizației scăzute a apelor de zăcămînt, cu cît este mai mai mică mineralizația, cu atît mai mică va fi diferențierea în proprietățile neutronice ale stratelor petrolifere și acvifere. De aici rezultă necesitatea înregistrărilor la timpi mari (1 300 — 1 600 μ sec.) [8].

În condițiile mineralizației mai mici de 20 g/litru, diferențierea dintre stratele acvifere și petrolifere la o saturație medie în petrol de 75 % este de 15 % pe curba neutronică, ceea ce corespunde la 6,7 % din valoarea timpului de viață al rocii τ_2.

În aceste condiții, pentru determinarea contactului apă-țiței este necesară determinarea timpului de viață cu exactitate [8].

Privirea diferitelor variante a metodelor de investigație și interpretare (înregistrarea continuă, înregistrarea în puncte, folosirea în calitate

de mărime de înregistrare a unghiului pantei dependenţei logaritmice ln N de durata timpului expunerii (T_3) determinarea parametrului τ_2) a indicat că cele mai bune rezultate se obţin dacă se foloseşte parametrul τ_2, determinat la un timp de la 1 000 — 2 000 μ sec. Folosirea expunerilor mai mari de 2 000 μs, este greoaie din cauza vitezelor mici de numărare. O mărire a lungimii electrodei permite mărirea vitezei de numărare.

În concluzie, în condiţiile mineralizaţiilor mari a apelor de zăcămînt, metoda carotajului neutronic în impulsuri reprezintă o metodă sigură pentru controlul poziţiei limitei apă-ţiţei.

În condiţiile mineralizaţiilor scăzute a apelor de zăcămînt, eficacitatea metodei este redusă. Pentru mineralizaţii a apelor de zăcămînt mai mici de 20 g/l, indicaţiile carotajului neutronic în impulsuri devin comensurabile cu erorile de măsură [8, 33].

IV.2. CAROTAJUL SECŢIUNII TRANSVERSALE DE CAPTURĂ

Sub numele de carotaj al secţiunii transversale de captură, nume propus de A. Negruţ [44], se înţelege metodica de investigare a găurilor de sondă, care foloseşte măsurarea timpului necesar pentru absorbţia neutronilor termici emişi de o sursă de neutroni rapizi în regim de impulsuri în formaţiile care înconjoară sonda.

În lume, această metodă de investigare geofizică este cunoscută sub diverse nume : Thermal Neutron Decay Time Log (Schlumberger), Neutron Lifetime Log (Lane — Wells — Company), Pulsed Neutron Logging (Dresser-Atlas). Aceste denumiri diferite sînt determinate de variantele comerciale prezentate la diversele firme producătoare de aparatură, însă toate au ca scop determinarea secţiunii transversale de captură $\sum_a$, pentru neutronii termici din formaţiile traversate de sondă.

Secţiunea macroscopică transversală de captură pentru neutronii termici este un parametru de bază al formaţiunii. Secţiunea macroscopică transversală de captură $\sum_a$, corespunde sumei secţiunilor de absorbţie pe nucleii individuali dintr-o unitate de volum de formaţie.

Pentru cele mai multe elemente chimice $\sum_a$ este invers proporţională cu viteza neutronilor. Valoarea $V\sum_a$ este o constantă care caracterizează formaţia.

În loc de valoarea $V\sum_a$ se poate folosi reciproca $\tau_{int} = 1/V \cdot \sum_a$. Cantitatea τ_{int} este un timp constant pentru absorbţie şi este denumită timp intrinsec de viaţă al neutronilor termici. Acest timp este o proprietate specifică a mediului [11]. Pentru neutroni termici, viteza este de 2 200 m/s, iar valoarea timpului de viaţă intrinsec este dată de relaţia [11, 19, 26]:

$$\tau_{int} = \frac{4{,}55}{\sum_a} \text{ microsecunde.}$$

În tabela 6 sînt prezentate valorile secţiunii de absorbţie pentru diverse roci şi minerale după [43] :

Tabela 6

Mineralul sau roca	τ_{int}, (μ sec)	$\Sigma_a \cdot 20°C$ cm^{-1}
1	2	3
Cuarţ (S_iO_2)	1 070	0,00425
Calcit ($CaCO_3$)	630	0,0072
Dolomit ($CaCO_3 \cdot MgCO_3$)	944	0,0048
Anhidrid ($CaSO_4$)	367	0,0124
Gips ($CaSO_4 \cdot 2H_2O$)	350	0,0130
Sare gemă (NaCl)	6,3	0,726
Fier	23	0,198
Apă (H_2O) pură	205	0,0222
Nisipuri şi gresii	325—650	0,007—0,014
Calcare şi dolomite	480—610	0,0075—0,0095
Argile	115—230	0,02—0,04
Ţiţei	205	0,022
Metan la 1 500, 100°F	1 200	0,0038

În cazul cînd salinitatea apei de zăcămînt, tipul hidrocarburilor, porozitatea şi litologia matricei colectorului sînt cunoscute, timpul de viaţă intrinsec poate fi folosit pentru determinarea saturaţiei în apă.

IV.2.1. Principiile de măsură

Un generator neutronic introdus în sondă emite ciclic impulsuri de neutroni de energie de 14 M eV.

La început, energia neutronului descreşte datorită ciocnirilor inelastice, în perioada de la 10—100 μs de la emitere (fig. 58) şi apoi descreşte datorită ciocnirilor elastice. Cînd difuzia elastică continuă de la 10^{-6} la 10^{-3} s, toţi neutronii rapizi devin termici şi atunci are loc absorbţia neutronilor. Numărul relativ de neutroni termici neabsorbiţi este măsurat de-a lungul intervalelor de detecţie care urmează fiecărei emiteri. Între fiecare emisie (impuls) şi începutul primului interval de detecţie există o întîrziere în timp care permite ca neutronii să atingă energia termică.

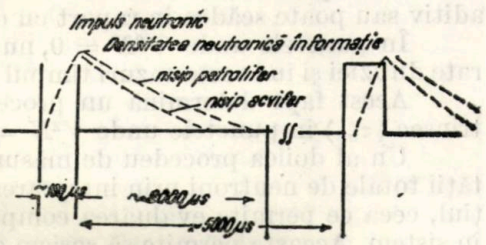


Fig. 58. — Densitatea neutronilor termici din formaţie funcţie de timpul scurs de la emiterea impulsului de neutroni.

Densitatea de neutroni în formaţie poate fi măsurată cu un detector care răspunde fie la neutroni termici, fie la radiaţia gama de captură.

În aproximaţia de difuzie, ecuaţia dependentă de timp pentru neutronii termici, într-un mediu omogen, este dată de relaţia (IV_2), pe care o redăm :

$$\frac{1}{N} \cdot \frac{\partial N}{\partial t} = D \cdot \frac{\nabla^2 N}{N} - \frac{1}{\tau_{int}} \cdot \qquad (IV_{18})$$

Această ecuație se aplică după ce toate sursele de neutroni au fost închise.

Așa cum s-a arătat $\frac{1}{\tau_{int}}$ reprezintă viteza relativă de absorbție în mediu, $D \cdot \frac{\nabla^2 N}{N}$ viteza relativă de difuzie netă a neutronilor, iar $\frac{I}{N} \cdot \frac{\partial N}{\partial t}$ viteza relativă de creștere a densității neutronilor termici.

Se poate identifica pentru fiecare componentă a vitezei un timp de descreștere : τ_{int}, τ_D, $\tau_{măs}$ unde : τ_D reprezintă timpul de descreștere a difuziei și este definit de relația :

$$\frac{1}{\tau s} = - D \cdot \left(\frac{\nabla^2 N}{N} \right). \qquad (IV_{19})$$

τ_{int} = timpul de viață a neutronilor termici în mediu ;
$\tau_{mas.(r,t)}$ = timpul de descreștere al densității neutronilor termici în poziția r la timpul t și este dat de relația [41] :

$$\frac{1}{\tau_{măs}} = - \frac{1}{N} \frac{\partial N}{\partial t} \qquad (IV_{20})$$

În urma efectuării acestor notații, ecuația IV.2 poate fi scrisă sub forma : [41] :

$$\frac{1}{\tau_{măs}\ (r, t)} = \frac{1}{\tau_D\ (r, t)} + \frac{1}{\tau_{int}} \qquad (IV_{21})$$

După cum se observă din ecuația (IV_2) τ_D poate fi pozitiv, negativ sau zero depinzînd de valoarea $\nabla^2 N$. Deci, termenul de difuzie poate fi aditiv sau poate scădea în raport cu descreșterea.

În punctele unde $\nabla^2 N = 0$, nu există schimbări de densitate datorate difuziei și în aceste cazuri timpul măsurat este egal cu cel intrinsec.

Acest fapt determină un procedeu pentru măsurarea timpului intrinsec (τ_{int}) în punctele unde $V^2 N = 0$ [26, 41].

Un al doilea procedeu de măsură este bazat pe determinarea densității totale de neutroni prin integrarea densității de neutroni N în tot spațiul, ceea ce permite evaluarea comportării în timp a tuturor neutronilor în sistem. Aceasta permite să scriem ecuația sub forma :

$$\frac{\partial N(t)}{\partial t} - D \cdot \int_0^\infty \nabla^2 N_T\ (r, t)\ \mathrm{d}r + \frac{1}{\tau_{int}} N_T\ (t) = 0 \qquad (IV_{22})$$

unde : $N_T\ (t)$ = numărul total al neutronilor în sistem la timpul t.

Întrucît difuzia schimbă numai densitățile locale, dar nu numărul total în sistem, termenul al doilea dispare și ecuația (IV_{22}) se poate scrie sub forma :

$$\frac{\partial N_T\ (t)}{\partial t} - \frac{1}{\tau_{int}} \cdot N_T\ (t) = 0 \qquad (IV_{23})$$

Bine cunoscuta concluzie :

$$N_T(t) = N_T(0)\cdot e^{-\frac{t}{\tau_{int}}} = N_T(0)\cdot e^{-v\Sigma_a t} \qquad (IV_{24})$$

apare atunci ca soluție a ecuației (IV_{23}).

Acest rezultat furnizează un al doilea mod de măsurare directă a lui τ_{int}

Măsurătorile densității de neutroni pot fi efectuate peste tot în mediu și însumate (integrate) la timpi succesivi.

Măsurătorile timpului de viață a neutronilor termici pot fi efectuate prin detecția neutronilor termici sau detectarea radiației gama de captură.

Pentru a determina care este cea mai bună metodă de detecție, au fost efectuate măsurători comparative. Acestea au dus la concluzia că detecția tuturor radiațiilor gama de captură deasupra energiei de aproximativ 50—100 K eV, cu scăderea fondului, este de preferat [19, 24, 26, 41].

Un exemplu reprezentativ al vitezei de numărare a neutronilor în funcție de timp este arătată în figura 59. [41].

Tipic, există o perioadă în care descreșterea se abate de la exponențială și alta mai tîrzie care reprezintă o descreștere exponențială. Linia dreaptă a curbei, reprezentată în fig. 59, care corespunde descreșterii exponențiale a densității de neutroni, reprezintă răspunsul formației. Și aceasta este zona în care se execută măsurătorile.

În figura 60 se arată curba de descreștere a densității neutronilor, ridicată experimental într-un nisip cuarțos cu porozitatea 38 % conținînd apă cu salinitatea de 95 000 p.p.m. Timpul zero reprezintă sfîrșitul impulsului neutronic. Porțiunea de descreștere rapidă inițială este datorată efectelor sondei. Cînd valoarea fondului gama este superioară curbei A, curba B rezultă din extinderea porțiunii liniare.

În tehnicile existente, în prezent, intensitatea radiației gama de captură, este măsurată în două intervale de timp discrete (porți), care sînt alese pe porțiunea exponențială de descreștere a curbei.

Aceste porți de detecție sînt variabile în timp (după impulsul neutronic) și în durată.

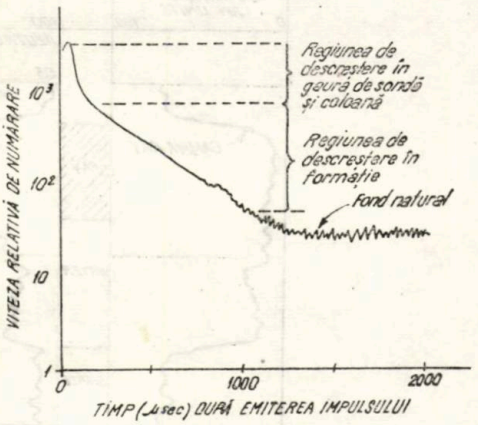


Fig. 59. — Descreșterea intensității radiației gama de captură [43].

Al treilea interval de timp este folosit la înregistrarea fondului gama, care automat este scăzut din valoarea curbei totale. Cele două curbe ale intensității înregistrate sînt folosite la calcularea secțiunii transversale de captură. Raportul celor două intensități este înregistrat cu o singură curbă calibrată în microsecunde.

Pe lîngă această curbă, pe diagrafie se înregistrează și reciproca timpului de viață, curba secțiunii transversale de măsură $\sum_{măs}$. Dacă este nece-

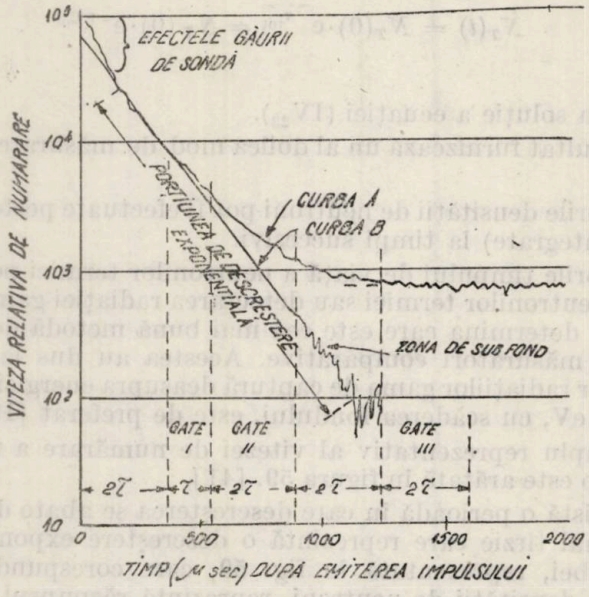


Fig. 60. — Curba de descreștere a densității neutronilor în timp, în nisip cu porozitatea de 38% saturat cu apă cu salinitatea de 95.000 p.p.m. [13].

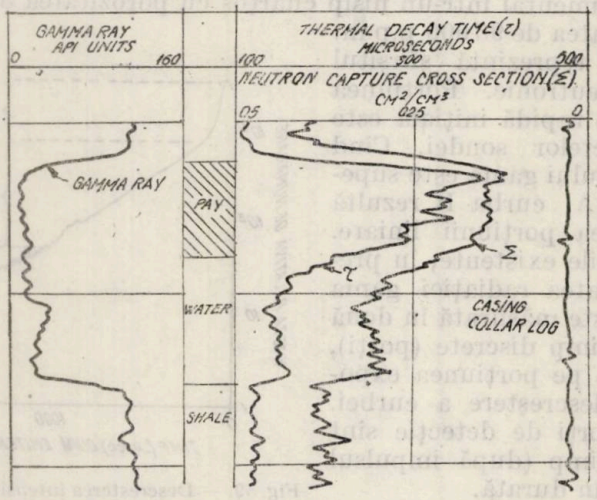


Fig. 61. — Diagrafia carotajului secțiunii de captură [41].

sar, în același timp cu carotajul secțiunii de captură se pot înregistra curba gama-natural și curba de localizare a mufelor.

În figura 61 este prezentat un exemplu de diagrafie a secțiunii de captură a neutronilor termici.

Curba $\sum$ corespunzătoare valorii secțiunii transversale de absorbție este determinată ca curba $\sum_{20}{}^{\circ}C = 4{,}55/\tau$ măs. Valoarea obținută, τ măs. poate diferi de valoarea τ int din cauza influențelor datorate mediului din sondă, geometriei formației și altor factori.

Geometria componentelor formației are un efect mic asupra rezultatelor măsurătorilor. Gradul de turtozitate și efectul de temperatură, care au un efect perturbator în măsurătorile de rezistivitate, au o mică însemnătate [11, 19, 41]. Cele mai importante influențe asupra măsurătorilor sînt determinate de procesul de difuzie a neutronilor în gaura de sondă și formație.

Influențele difuziei. Detectorul este localizat în zona unde difuzia contribuie, de asemenea la schimbarea densității neutronilor.

Influențele difuziei asupra densității neutronilor în gaura de sondă și formație sînt determinate de proprietățile de absorbție a celor două medii [4, 43]. Cînd timpul de viață al neutronilor în formație este mai mare decît timpul de viață al neutronilor în mediul din gaura de sondă, atunci densitatea neutronilor în formație, eventual, devine mai mare decît în gaura de sondă. La acest timp există o netă difuzie a neutronilor din formație în gaura de sondă. (Ca efect, formația acționează ca un rezervor care aprovizionează gaura de sondă cu neutroni). Acest curent de neutroni este determinat în primul rînd de timpul de viață al formației. Variațiile diametrului găurii de sondă, compoziției chimice a fluidului de foraj, diametrul coloanei, grosimea cimentului au efecte măsurabile , dar în general mici, asupra valorii τ măs [11, 19, 41, 43].

Invers, cînd timpul de viață al neutronilor din fluidul de foraj este mai mare decît timpul de viață al formației, curentul de neutroni curge de la sondă în formație. Timpul de descreștere măsurat este atunci mult mai puternic influențat de condițiile mediului din gaura de sondă [11, 19, 41]. Din cauza prezenței coloanei și datorită faptului că fluidul din coloană este întotdeauna mineralizat, variațiile determinate de parametrii găurii de sondă pot fi adesea neglijabile.

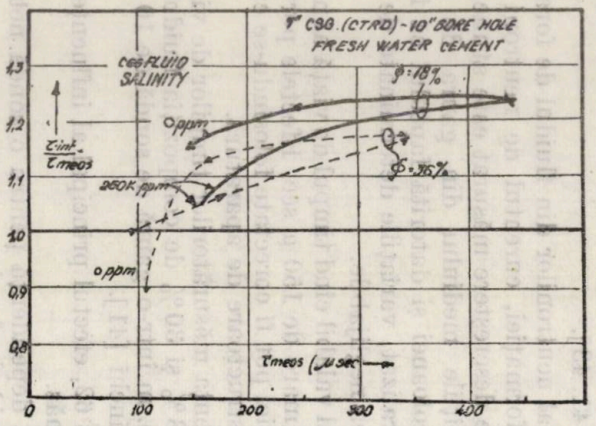
Acest lucru este în mod special valabil cînd timpul de viață al neutronilor termici în formație este mai mare de 150 μ sec. Efectele perturbătoare determinate de efectele difuziei pot fi corectate folosindu-se curbele de corecție ridicate de firmele constructoare de aparatură.

În figura 62 se arată dependența măsurătorilor timpilor de viață în nisipuri cuarțoase de porozitate 18% și 30% de compoziția fluidului de foraj de salinitate 0 și 250,000 p. p. m într-o gaură de sondă de 10 inchi, tubată cu coloane de 5 inchi și 7 inchi [41].

După cum se vede din figura 62, efectul principal al influenței fluidului este reducerea mărimii τ măs.

În figura 63 se arată aceeași dependență pentru o sondă netubată de 10 inchi diametru, plină cu fluid de foraj.

După cum se observă din aceste figuri, în cazul sondelor tubate, mărimea τ măs. este puțin afectată, în orice interval de timp, din cauză că ea este determinată din două măsurători amîndouă fiind reduse în aceeași proporție.



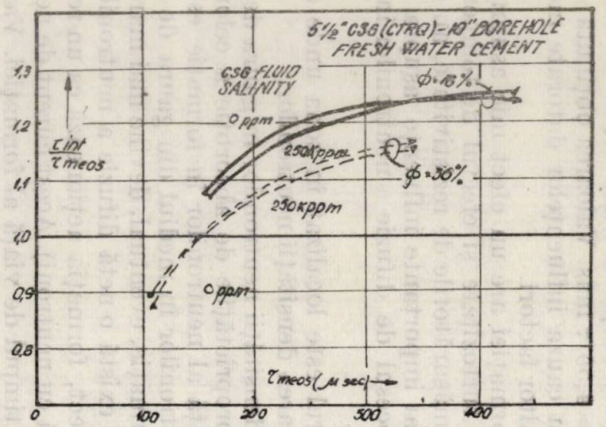


Fig. 62. — Dependența timpului de viață a neutronilor termici, în nisipuri, de compoziția fluidului de foraj, în sondă tubată (Doc. A.I.M.E.)

Cu apă sărată în coloană, timpul de viață al formației este întotdeauna mai mare în sondă și cum se vede din figurile 62 și 63, măsurătorile sînt puțin afectate în zonele au hidrocarburi.

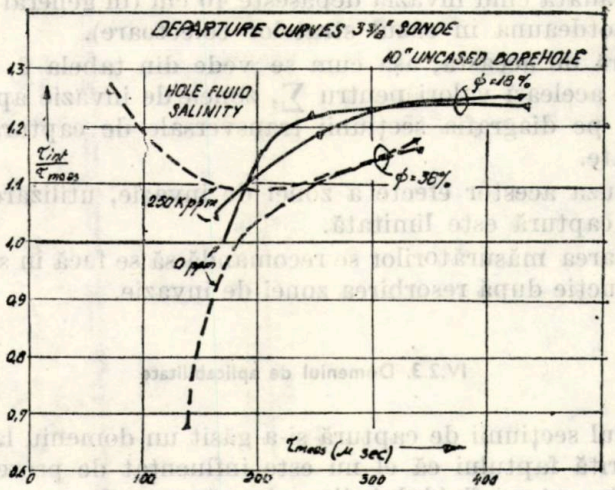


Fig. 63. — Efectele fluidului de foraj în sondă netubată (Doc. AIME)

Apa dulce și noroiul petrolifer cu caracteristic un timp lung pînă la absorbție, dar nu așa de lung pentru a afecta măsurătorile în formațiile cu hidrocarburi (τ_{int} pentru formațiile cu hidrocarburi este mai mare de 210 μ s). Timpul de viață al stratelor acvifere cu apă sărată și a argilelor este de obicei foarte mic și în general măsurătorile sînt puternic afectate în găuri cu diametru mare.

Acest efect este mult redus de coloană, ciment și centralizarea aparatului (fig. 62—63).

Unele impurități prezente în stratele colectoare, ca borul, pămînturi rare, litiu care au secțiuni de captură a neutronilor mari afectează valorile măsurate ale lui τ și Σ. Dacă există 50 p.p.m de bor în apa de zăcămînt, de exemplu, se produce același efect ca și cînd apa de zăcămînt ar conține 6.1 000 p.p.m de NaCl [11, 43].

Prezența materialelor argiloase produce de asemenea o deformare a semnalelor măsurate, deoarece argilele conțin o cantitate apreciabilă de apă.

IV. 2.2. Influența zonei de invazie

Studiile efectuate de Allen și alți [2] pentru condițiile de găuri deschise au indicat că adîncimea de investigare este mai mare decît în cazul metodelor neutronice cu surse staționare, dar mult mai slabă decît adînci-

mea de investigare a carotajului electric. Adîncimea de investigare a metodei crește cu raportul $\sum_i/\sum_t$ unde $\sum_i$ și $\sum_t$ reprezintă secțiunile eficace de captură a zonelor invadate și neinvadate.

Rezultatele obținute de Allen arată că practic, toate semnalele vin din zona invadată cînd invazia depășește 40 cm (în general acest lucru se întîmplă întotdeauna în cazul stratelor colectoare).

În afară de aceasta, așa cum se vede din tabela 6, apa curată și țițeiul avînd aceleași valori pentru $\sum$, zonele de invazie apar în zone cu hidrocarburi pe diagrafia secțiunii transversale de captură obținută în sondele tubate.

Din cauza acestor efecte a zonei de invazie, utilizarea carotajului secțiunii de captură este limitată.

Executarea măsurătorilor se recomandă să se facă în sondele tubate puse în producție după resorbirea zonei de invazie.

IV.2.3. Domeniul de aplicabilitate

Carotajul secțiunii de captură și-a găsit un domeniu larg de aplicabilitate datorită faptului că el nu este influențat de prezența coloanei, cimentului, de natura fluidului din coloană ș.a.m.d.

Măsurătorile sînt executate în sonde tubate în următoarele scopuri :

1. Determinarea zonelor cu hidrocarburi.
2. Determinarea limitei apă-țiței și a avansării acestei limite în urma exploatării țițeiului.
3. Determinarea zonei de gaz-cap din zăcămintele cu țiței.
4. Corelarea zonelor productive în sondele de exploatare.
5. Evaluarea cantitativă a saturațiilor în apă și hidrocarburi, cînd litologia, porozitatea și salinitatea apei sînt cunoscute.

IV.2.4. Determinarea zonelor cu hidrocarburi și a contactului apă—țiței

Din diagrafiile înregistrate s-a observat similaritatea curbei timpului de absorbție a neutronilor termici (τ) cu curba de rezistivitate. Acest lucru se datorește faptului că ambele curbe sînt afectate de porozitate, saturație în apă și salinitatea apei de zăcămînt în același mod. [11, 19, 41].

Pe diagrafia carotajului secțiunii de captură, zonele cu hidrocarburi, rocile compacte, sînt reprezentate prin valori mari ale timpului de absorbție a neutronilor termici, pe cînd argilele și zonele acvifere saturate cu apă sărată sînt reprezentate prin valorile minime. În figura 64 se arată o comparație între diagrafiile de rezistivitate și secțiuni de captură înregistrate într-o sondă din regiunea Middle-East. Diagrafia electrică a fost executată în anul 1957, iar diagrafia secțiunii de captură în anul 1965. Separarea limitelor apă-țiței pe curba de timp se face fără dificultăți. Un interes deosebit prezintă înregistrarea din stratul superior, unde diagrafia electrică

arată care era contactul inițial apă-țiței. Diagrafia secțiunii de captură indică un contact apă-țiței cu 10 picioare mai jos. Zona apare că a fost alimentată cu țiței din altă sursă, posibil de la un nisip petrolifer de dedesubt.

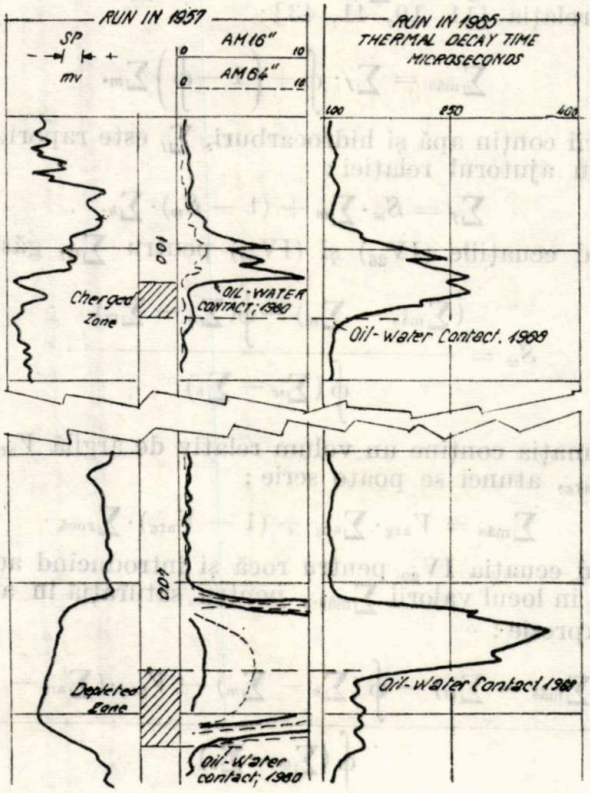


Fig. 64. — Comparația între carotajul electric și carotajul secțiunii de captură [43].

IV.2.5. Determinarea saturației în apă

Înregistrările carotajului secțiunii transversale de captură $\sum_{măs}$ pot fi folosite la determinarea saturației în apă a formațiilor curate și a formațiilor argiloase.

Pentru acest scop s-a convenit ca relațiile pentru interpretarea cantitativă să fie exprimate în secțiuni de captură $\sum$, în unități de captură. O unitate de captură este dată de relația : 1.u.c. $= 10^{-3}$ centimetri.

În aceste unități, valoarea lui $\sum$ este dată de relația [11] :

$$\sum_{(u\cdot c)} = \frac{4{,}55}{\tau}. \qquad (IV_{25})$$

Orice formaţie poate fi considerată ca o mixură din elemente constituente, fiecare constituent fiind caracterizat de secţiunea de captură $\sum_i$ şi de volumul relativ ocupat de el în formaţie.

În cazul cînd în porii rocii există un singur fluid, roca avînd porozitatea Ø şi secţiunea de captură $\sum_f$ pentru fluid şi $\sum_m$ pentru matrice, $\sum_{măs.}$ sînt date de relaţia [11, 19, 41, 43]:

$$\sum_{măs} = \sum_f \cdot \phi + \left(1 - \phi\right) \sum_m. \qquad (IV_{26})$$

Dacă porii conţin apă şi hidrocarburi, $\sum_f$ este raportat la saturaţia în apă, S_w, cu ajutorul relaţiei:

$$\sum_f = S_w \cdot \sum_w + (1 - S_w) \cdot \sum_h. \qquad (IV_{27})$$

Rezolvînd ecuaţiile (IV_{26}) şi (IV_{27}) pentru $\sum_w$, găsim:

$$S_w = \frac{(\sum_{măs} - \sum_m) - \phi(\sum_h - \sum_m)}{\phi(\sum_w - \sum_h)}. \qquad (IV_{28})$$

Dacă formaţia conţine un volum relativ de argilă V_{arg}, cu secţiunea de captură $\sum_{arg}$, atunci se poate scrie:

$$\sum_{măs} = V_{arg} \cdot \sum_{arg} + (1 - V_{arg}) \cdot \sum_{rocă} \qquad (IV_{29})$$

Rezolvînd ecuaţia IV_{29} pentru rocă şi introducînd această valoare în ecuaţia IV_{28} în locul valorii $\sum_{măs.}$, pentru saturaţia în apă, se obţine următoarea expresie:

$$S_w = \frac{(\sum_{măs} - \sum_m) - \phi(\sum_h - \sum_m) - V_{arg} \cdot (\sum_{arg} - \sum_m)}{\phi(\sum_w - \sum_h)} \qquad (IV_{30})$$

Pentru determinarea lui S_w sînt necesare valorile a 6 mărimi: Ø; V_{arg}; $\sum_m$; $\sum_{arg}$; $\sum_w$; şi $\sum_h$.

Din acestea, valorile Ø şi V_{arg}. se pot determina din diagrafia de sondă, ceea ce implică necesitatea unui vast program de investigare în gaură deschisă.

Valoarea $\sum_{arg.}$ se determină din valorile citite pe diagrafie în dreptul argilelor adiacente. Pentru valorile secţiunilor de captură $\sum_m$, $\sum_w$, $\sum_h$ se folosesc valorile determinate în laborator. Pentru valorile secţiunii de captură a gazelor $\sum_{gaz}$, se folosesc valorile determinate în laborator corespunzătoare condiţiilor de presiune şi temperatură din zăcămînt.

În cele mai multe cazuri, valorile pentru secţiunea de captură a hidrocarburilor $\sum_h$ se iau egale cu valoarea pentru secţiunea de captură a apei pure.

În determinările valorilor pentru $\sum_m$ (secţiunea de captură a matricei) trebuie să se ţină cont de impurităţile conţinute cum sînt feldespaţii, glauconitul, pirite. În aceste cazuri, valorile determinate din tabele sînt mai mici decît cele reale [11, 41].

În general, pentru interpretare se folosesc valorile empirice pentru $\sum_m$ determinate din datele carotajului secțiunii de captură. În practică, valorile medii derivate din diagramă pot fi folosite cu bune rezultate [11, 19, 43].

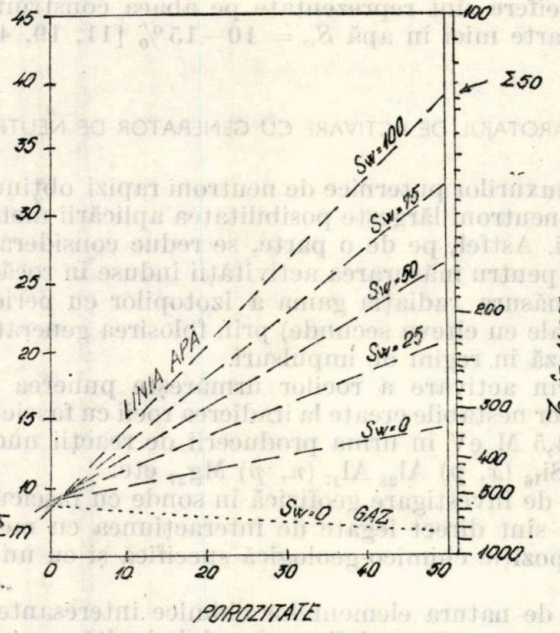


Fig. 65.—Abacă pentru determinarea saturației în apă [11].

Pentru determinarea saturației în apă se utilizează datele de înregistrare din care se construiesc abace de saturație similare cu cea prezentată în figura 65 [11].

Modul de construcție al abacei este următorul:

Din datele de înregistrare pentru o formație curată, cu litologie constantă, se construiește linia $S_w = 100$ — linie determinată din valorile $\sum_{măs}$. în stare cu saturație în apă $S_w = 100\%$ și de diferite porozități. În punctul unde linia S_w întîlnește linia de porozitate 0 se determină valoarea $\sum_m$.

Valoarea $\sum_w$ se determină din relația

$$\sum_w = 2 \times \sum_{50} - \sum_m,$$

unde $\sum_{50}$ este valoarea pentru porozitatea 50%.

Folosind ecuația (IV_{28}), linia de hidrocarburi ($S_w = 0$) este trasată prin $\sum = \sum_m$ la porozitatea 0 și $\sum = 0{,}5\ (\sum_m + \sum_h)$ la porozitatea 50%.

Celelalte linii pentru valorile intermediare pentru $S_w = 0{,}21$; $S_w = 0{,}50$; $S_w = 0{,}75$ sînt trasate prin interpolare liniară între liniile $S_w = 0$ și $S_w = 1$. [11].

Identificarea zonelor gazeifere. Zonele gazeifere au o secțiune de captură mai mică decît zonele cu țiței pentru aceeași porozitate și saturație și în consecință nivelele liniilor gazeifere apar în afara și sub nivelele de țiței. Linia de saturație $S_w = 0$ pentru gaze este mult sub nivelul liniei de saturație S_w pentru hidrocarburi (fig. 65).

Zonele gazeifere sînt reprezentate pe abaca construită pentru țiței prin saturații foarte mici în apă $S_w = 10-15\%$ [11, 19, 43].

IV.3. CAROTAJUL DE ACTIVARE CU GENERATOR DE NEUTRONI

Folosirea fluxurilor puternice de neutroni rapizi obținute cu ajutorul generatorilor de neutroni lărgește posibilitatea aplicării metodelor de activare cu neutroni. Astfel, pe de o parte, se reduc considerabil cheltuielile de timp necesare pentru măsurarea activității induse în rocă, iar pe de altă parte se poate măsura radiația gama a izotopilor cu perioade scurte de înjumătățire (egale cu cîteva secunde) prin folosirea generatorului de neutroni care lucrează în regim de impulsuri.

Analiza prin activare a rocilor urmărește punerea în evidență a prezenței nucleelor nestabile create la iradierea rocii cu fascicule de neutroni cu energia de 14,5 M eV în urma producerii de reacții nucleare de tipul O_{16} (x, p) N_{16} ; Si_{16} (x, p) Al_{28} Al_{27} (n, p) Mg_{27} etc.

Procedeele de investigare geofizică în sonde cu fascicule de neutroni de energie mare sînt direct legate de interacțiunea cu mediul constituit din roci cu compoziție chimico-geologică specifică și cu un conținut diferit de fluide.

În funcție de natura elementelor chimice interesante s-au elaborat tehnici de investigare cu fluxuri de neutroni de înaltă energie (14,5 M eV), la început în flux continuu și apoi în impulsuri [31].

Investigarea prin metoda de activare care folosește ca sursă generatorul de neutroni poate fi efectuată prin măsurători în puncte sau prin deplasarea aparatului în mod continuu în gaura de sondă.

IV.3.1. Metoda de activare în puncte

Principiile metodei de carotaj de activare în puncte, cu folosirea ca sursă de neutroni a generatorului de neutroni sînt aceleași ca și în cazul folosirii surselor de neutroni clasice (Po—Be).

În cazul efectuării măsurătorilor în puncte se folosește generatorul de neutroni în flux continuu, de deuteriu-tritiu care emite neutroni rapizi de energie de 14,5 M eV.

În general, lucrînd cu o sursă de deuteriu-tritiu apar izotopi radioactivi, atît în urma reacțiilor $(n, 2n)$; (n, p) și (n, α) cu neutroni rapizi cît și în urma reacției (n, γ) cu neutroni termici. În tabelul 4 sînt dați cîțiva din izotopii radioactivi formați în roci în urma reacțiilor cu neutroni rapizi și termici.

Tehnica de lucru și procedeele de interpretare, de asemenea sînt identice cu cele pentru cazul cînd se folosesc surse clasice de neutroni (cap. III.).

În [31, 42] sînt prezentate posibilităţile folosirii metodei carotajului de activare pentru estimarea conţinutului de Si şi Al din roci.

Lucrările efectuate de Wichmann P. N. şi Webb [42] în scopul estimării procentului de argilă din rocile colectoare prin determinarea metodei activării a raportului Si/Al sînt deosebit de interesante.

În general, în rocile cu porozitate de tip granular (gresii şi nisipuri) formate din silice (SiO_2), raportul Si : Al este foarte mare. Prezenţa diferitelor minerale argiloase determină ca raportul Si : Al să descrească. În urma studiilor efectuate, autorii au ajuns la concluzia că raportul Si : Al pentru argile, variază între 2 : 1 şi 5 : 1, în funcţie de mineralul argilos predominant. Pentru cele două rapoarte 2 : 1 şi 5 : 1, autorii au determinat teoretic graficul dependenţei dintre variaţia conţinutului în argilă din colectorii grezoşi şi raportul Si/Al, grafic dat în figura 66.

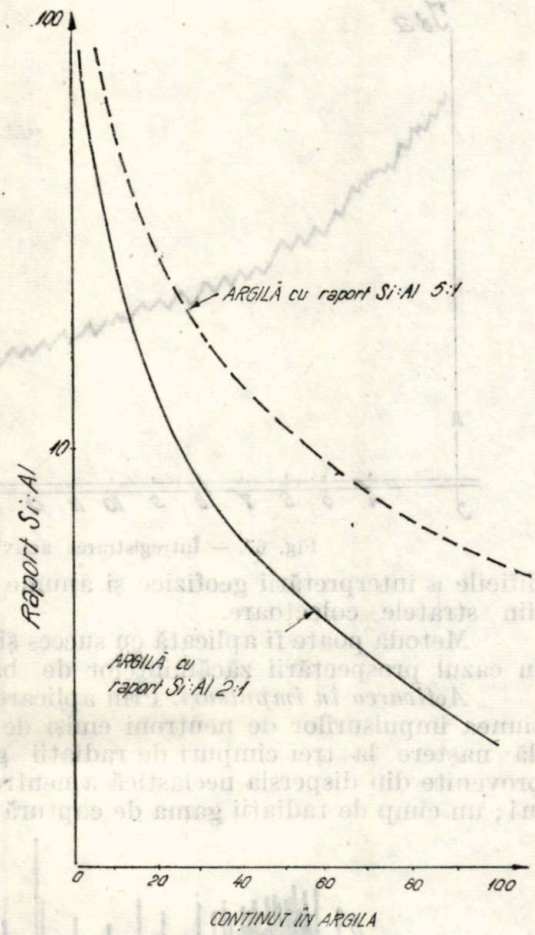


Fig. 66. — Relaţia teoretică dintre conţinutul de material argilos şi raportul Si : Al [42].

Estimarea raportului Si/Al a fost efectuat prin activarea siliciului şi aluminiului în urma reacţiilor nucleare : Si_{28} (n, p) Al_{28} ($T_{1/2} = 2{,}3$ m) şi Al_{27} (n, p) Mg_{27} ($T_{1/2} = 9{,}5$ m) şi măsurării activităţii izotopilor formaţi. Lucrările au fost efectuate în diferiţi colectori nisipoşi din două sonde din Gulf — Coast. Texas.

Formaţiile nisipoase au fost iradiate timp de 3 minute, cu o sursă de 14 M eV de deuteriu-tritiu. Curba de dezintegrare a fost ridicată pentru o perioadă de 15—20 minute. Pe curba de dezintegrare, în primele 30 secunde se observă efectul determinat de izotopul O^{16} ($T = 7{,}5$ secunde). Radioactivitatea măsurată în perioada de timp 14—20 minute este datorată izotopului Mg^{27} format prin activarea Al^{27} (fig. 67).

Prelucrarea datelor a fost efectuată în mod analog ca în cazul activării clasice. Rezultatele obţinute au fost comparate cu datele obţinute din analizele chimice şi deşi nu există o închidere numerică între raportul

calculat din analizele chimice și cel calculat din măsurătorile în seturi, tendința de corelare între cele două seturi de măsurători este rezonabilă.

Metoda propusă de autori pentru determinarea raportului Si. Al are o importanță deosebită în rezolvarea uneia din problemele cele mai

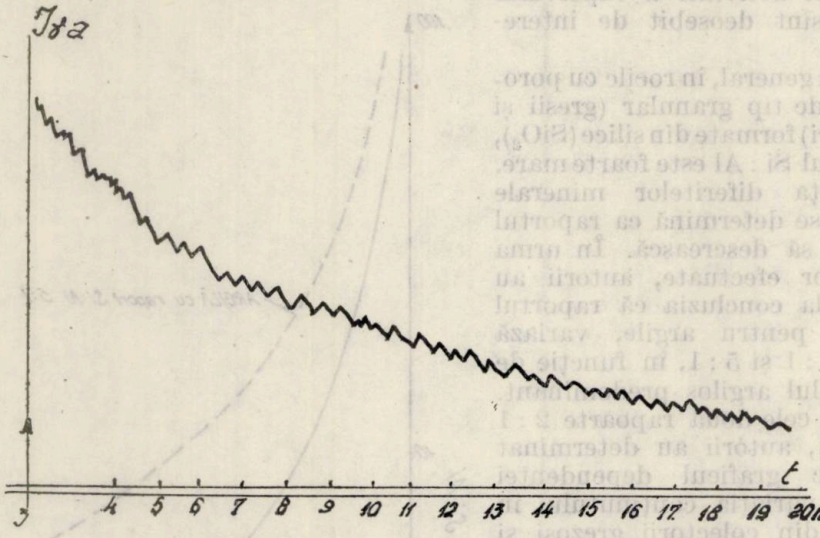


Fig. 67. — Întregistrarea activității induse [42].

dificile a interpretării geofizice și anume estimarea procentului de argilă din stratele colectoare.

Metoda poate fi aplicată cu succes și la determinarea raportului Si.Al în cazul prospectării zăcămintelor de bauxită.

Activarea în impulsuri. Prin aplicarea regimului nestaționar, interacțiunea impulsurilor de neutroni emiși de obicei cu o durată de 30—100 μ, dă naștere la trei cîmpuri de radiații gama : un cîmp de radiații gama provenite din dispersia neelastică a neutronilor în timpul duratei impulsului ; un cîmp de radiații gama de captură și un cîmp de radiații gama de

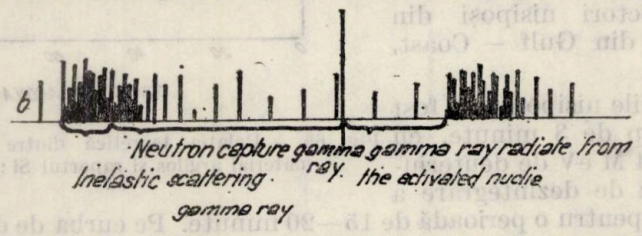


Fig. 68. — Distribuția în timp a radiației gama de difuzie neelastică, de captură și de activare [24].

activare provenit din activarea nucleelor elementelor de timp de înjumătățire foarte scurt (de la cîteva milisecunde pînă la cîteva minute). În figura 68 se arată distribuția în timp a acestor cîmpuri de radiații gama după ITOH [24].

Așa cum se vede din figura 68, în perioada de timp determinată de momentul terminării absorbției neutronilor și momentul emiterii unui

nou impuls, se poate măsura radiația gama de activare a izotopilor de viață scurtă.

Activarea nucleilor se produce în timpul emisiei impulsului, iar după un timp de repaus, echivalent cu timpul necesar absorbției neutronilor termici se înregistrează radiația gama de activare. Perioada de bombardare cu neutroni-rapizi-repaus-înregistrare formează un ciclu. În cazul activării în impulsuri se folosesc mai multe cicluri consecutive bombardare-repaus, înregistrate pe secundă (uneori cîteva sute).

În activarea în impulsuri (ciclică), duratele intervalele de bombardare, repaus și înregistrare cu excepția izotopilor cu timpi de înjumătățire foarte scurți, sînt în general fracțiuni ale timpilor de înjumătățire ale izotopilor.

Carotajul de activare a oxigenului constituie un exemplu al tehnicii de investigare în impulsuri, avînd la bază reacția nucleară de tipul :

$$O_8^{16}(n, p)\, N_8^{16}$$

produsă în condițiile iradierii cu neutroni de energie de peste 10,6 M eV [31].

Posibilitățile folosirii ferestrelor de discriminare de 0,1 M eV permite înregistrarea radiațiilor gama caracteristice oxigenului.

Prin intermediul oxigenului se obțin informații asupra naturii fluidului din strat.

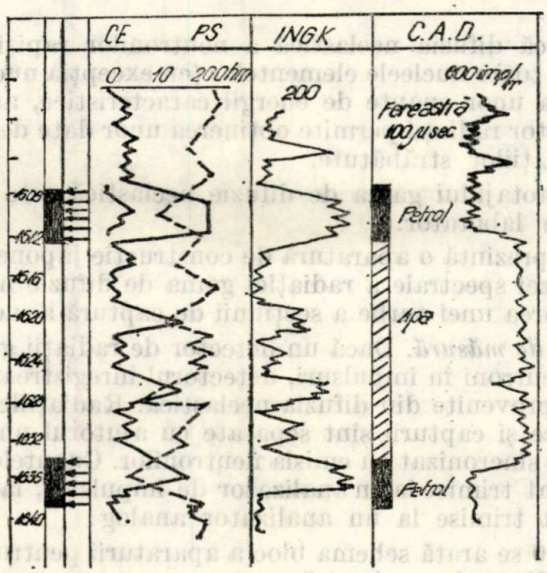


Fig. 69. — Exemplu de diagrafie de activare a oxigenului [45].

Carotajul de activare pentru oxigen s-a dovedit eficient pentru localizarea limitei apă-țiței în stratele colectoare, în cazul apelor de zăcămînt cu mineralizație scăzută [8, 45].

În figura 69 se arată un exemplu de delimitare a zonelor petrolifere prin carotajul de activare al oxigenului după [45].

Metoda carotajului de activare în impulsuri se află încă în stadiul de cercetare, dar prezintă mari perspective de aplicabilitate.

Activarea siliciului, principial, poate fi utilizată ca un indicator al gresiilor și nisipurilor în formațiile traversate de gaura de sondă, iar activarea magneziului $_{25}Mg\,(n, p)\,_{25}Na$; $T_{1/2}=60$ s. și $_{25}Mg(n, \alpha)\,_{23}Ne$; ($T_{1/2}=40$ s) poate fi utilizată ca indicator al rocilor carbonatate.

IV.4. CAROTAJUL RADIAȚIEI GAMA DE DIFUZIE NEELASTICĂ

Metoda de carotaj bazată pe analiza spectrală a energiei radiației gama provocate de difuzia neelastică a neutronilor rapizi, emiși de o sursă în regim de impulsuri, pe nucleele rocilor intersectate de sondă a fost denumită carotajul radiației gama de difuzie neelastică.

Așa cum s-a mai arătat, radiația gama indusă în timpul expulzării neutronilor din sursă, în principiu, corespunde fenomenului de difuzie neelastică (fig. 68). După încetinirea neutronilor prin ciocniri neelastice, urmează încetinirea neutronilor datorată ciocnirilor elastice. În perioada de timp de $10^{-6}-10^{-3}$ secunde, toți neutronii rapizi devin termici și atunci are loc procesul de captură al neutronilor termici [24].

Deci există un timp de întîrziere între producerea radiațiilor gama datorită difuziei inelastice și radiațiilor gama obținută din captura neutronilor termici.

Dat fiind că difuzia neelastică a neutronilor rapizi poate practic să se producă pe toate nucleele elementelor (cu excepția nucleului de hidrogen) cu emiterea unor cuante de energii caracteristice, analiza spectrală a spectrului acestor radiații permite obținerea unor date despre compoziția chimică a formațiilor străbătute.

Metoda carotajului gama de difuzie neelastică este încă în stadiul de cercetare de laborator.

În [24] se prezintă o aparatură de construcție japoneză care permite efectuarea analizei spectrale a radiației gama de difuzie neelastică simultan cu înregistrarea unei curbe a secțiunii de captură a neutronilor.

Principiul de măsură. Dacă un detector de radiații gama este plasat lîngă sursa de neutroni în impulsuri, detectorul înregistrează, în principal, radiațiile gama provenite din difuzia neelastică. Radiațiile gama datorate difuziei neelastice și capturii sînt separate cu ajutorul unui montaj electronic de filtrare sincronizat cu emisia neutronilor. Cuantele gama de difuzie neelastică sînt trimise la un analizator de impulsuri, iar cele provenite din captură sînt trimise la un analizator analog.

În figura 70 se arată schema bloc a aparaturii pentru carotajul radiației gama de dispersie neelastică.

În prezent, cu metoda carotajului radiației gama de difuzie neelastică s-a efectuat numai un volum mic de lucrări experimentale pe modele de laborator.

În figura 71 se arată rezultatele experiențelor efectuate pe un nisip petrolifer și un nisip acvifer saturat cu apă cu salinitatea de 20.000 mg/l [24].

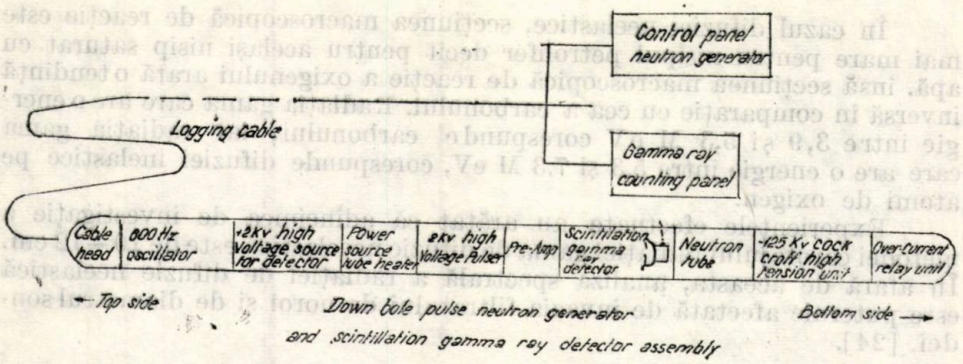


Fig. 70. — Schema bloc a aparaturii [24].

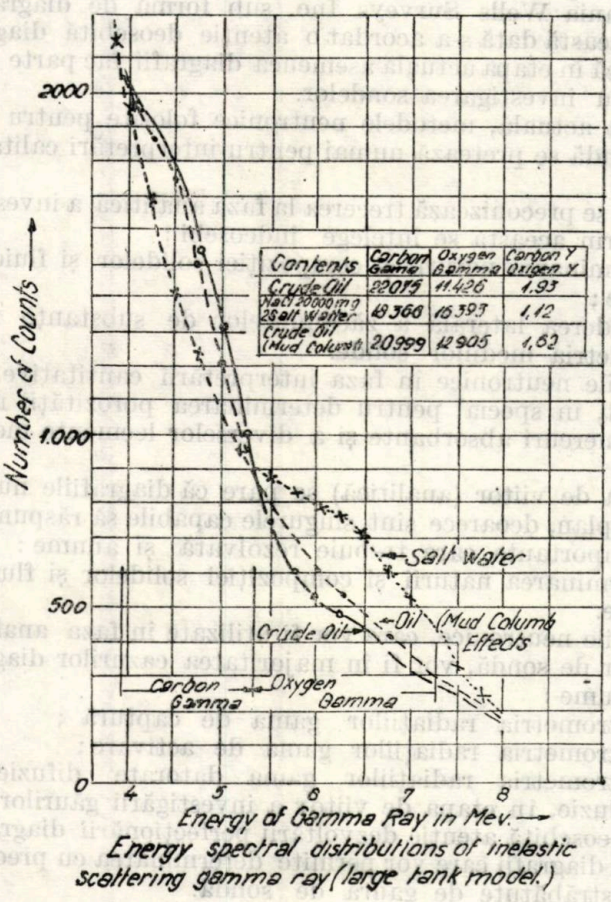


Fig. 71. — Distribuția spectrală a energiilor cuantelor gama de difuzie neelastică [24].

În cazul difuziei neelastice, secțiunea macroscopică de reacție este mai mare pentru nisipul petrolifer decît pentru același nisip saturat cu apă, însă secțiunea macroscopică de reacție a oxigenului arată o tendință inversă în comparație cu cea a carbonului. Radiația gama care are o energie între 3,9 și 5,3 M eV corespunde carbonului, iar radiația gama care are o energie între 5,3 și 7.3 M eV, corespunde difuziei inelastice pe atomi de oxigen.

Experiențele efectuate au arătat că adîncimea de investigație a metodei carotajului radiației gama de difuzie neeclastică este de 10—12 cm. În afară de aceasta, analiza spectrală a radiației de difuzie neelastică este puternic afectată de invazia filtratului de noroi și de diametrul sondei [24].

CONCLUZII

Primele diagrafii neutronice s-au înregistrat începînd din anul 1949 de către compania Wells Surveys Inc. sub formă de diagrafii neutron-gama. De la această dată s-a acordat o atenție deosebită diagrafiilor neutronice, astfel că în etapa actuală asemenea diagrafii fac parte din metodele curente pentru investigarea sondelor.

În etapa actuală, metodele neutronice folosite pentru investigarea găurilor de sondă se pretează numai pentru interpretări calitative și cantitative.

În viitor se preconizează trecerea la faza analitică a investigării găurii de sondă și prin aceasta se înțelege îndeosebi :

— determinarea naturii și compoziției solidelor și fluidelor traversate de foraje ;

— extinderea laterală a zăcămintelor de substanțe minerale ;

— geometria mediilor solide.

Diagrafiile neutronice în faza interpretării cantitative, au avut un aport deosebit, în special pentru determinarea porozității rocilor, conținutului de minereuri absorbante și a diverselor leemente metalice în roci și minereuri.

În etapa de viitor (analitică) se pare că diagrafiile nucleare se vor situa pe prim plan, deoarece sînt singurele capabile să răspundă la una din problemele importante care trebuie rezolvată și anume :

— determinarea naturii și compoziției solidelor și fluidelor traversate de foraje.

Diagrafiile neutronice, care vor fi utilizate în faza analitică a investigării găurilor de sondă, vor fi în majoritatea cazurilor diagrafii spectrometrice și anume :

— spectrometria radiațiilor gama de captură ;

— spectrometria radiațiilor gama de activare ;

— spectrometria radiațiilor gama datorate difuziei neelastice.

În concluzie, în etapa de viitor a investigării găurilor de sondă, se va acorda o deosebită atenție dezvoltării perfecționării diagrafiilor de analiză spectrală, diagrafii care vor permite determinarea cu precizie a compoziției rocilor străbătute de gaura de sondă.

Primită la redacție
la 10 mai 1976

BIBLIOGRAFIE

1. Alexeev F. A., Odinacov V. P., Similevici I. I., *Activationii analiz gornih porod v usloviah Scvajinl i ego isspolzovanie dlia opredelenia mestorojdenia neftenosnli i vodonosnli plastov.* Iadernaia gheofizica, **11** (1959).
2. Allen L. S., Mills W. R. and Caldwel R. L., *The effects of fluid invasion in pulsed neutron Logging.* Geophysics, **XXX**, *3*, iunie (1965).
3. Barsucov C. A., Vioznov V. C., *Prosttransveno energheticescoe raspredelenia neitronov v sisteme scvajinaplast.* Atomnaia Energhia, *5* (1961).
4. Barsucov C. A., *Radioactivnie metodi issledovania neftianih i gazovih sevajin,* Gastoptehizdat (1959).
5. Bulașevici I. P., Suliațiev C. A., *Optimalnie uslovia neprerivnogo activationogo carotoja,* Izvestia Academii Nauc. S.S.S.R., Seria geofizicescaia, *2* (1960).
6. Bulașevici T. P., Senco, Bulatnîi N., *Experimentalnaia proverca uslovii optimalnosti neprerivnogo activationogo carotaja.* Izvestia Academii Nauc, Seria geofizicescaia, *4* (1961).
7. Blancova T. N., *Efectivnost metodov navedennoi activnosti natria i hlora pri roscilenemi nescianicov devona po vedone ftenacișennosti.* Iadernaia geofizica, Gostoptehizdat (1959).
8. Basin I. N., Balvas I. N., Cuharenco N. K., Tincorev I. V., *Ispolzovanie metodov impulsnogo carotaj s primeneniem generatorov v geofizike i neftedobirainșici promislenosti.* Moscva, 1968.
9. Caipov P. L., Leipunscaia I. D., *O modelizovanii zadaci activationogo carotaja.* Pricladnaia Gheofizica, *41* (1965).
10. Cantor S. A., *O haractere vliania diametra scvajini na pocazania pribora — neitronogo — carotaja.* Pricclodnai Gheofizica, *23* (1959).
11. Claviev C., Hoyle W., Meunier D., *Interpretation of the neutron Lifetime Log.* Journal of Petroleum Technologi, **XXIII**, iunie (1971).
12. Desbraudes R., *Théorie et Interpretation des diagraphies.* Paris, Techniq. (1968).
13. Dahnov V. N., *Interpretarea rezultatelor cercetărilor geofizice a profilelor de sondă.* Editura tehnică, 1961.
14. Denisic S. A., Cantor S. A., Rozvanov R. A., *Osnovie voprosi teori impulsnogo neitronogo — carotaja.* Sbornic geologov, Soobșenii Sovesania spetialistov S.S.S.R. g Octiabrskii, 6—10 iunie (1967).
15. Devon I. T., Stone O. L., Morris I., *Chlorino Logging in Cassed Holes.* Journal of Petroleum Technology, iunie (1961).
16. Fermi E., *Nuclear Physics.* New York, 1951.
17. Filipov E. M., Pricladnaia Iadernaia Gheofizica, Izdatelstvo Academii Nauc. S.S.S.R., Moscva, 1962.
18. Filipov E. M., *Isledovanie pri metoda grupp. raspredelenia platnosti neitronov v silno pogloșainsih gornih parodah i rudah, perescecianih burovoi sevajinoi.* Priclodnaia Gheofizica, *27* (1960).
19. Fons—Lloyd, *Some Pulsed Neutron Loggin Contributions to Improved Formation Evolution.* Journal of Petroleum Technology **XXII**, aprilie (1970).
20. Glauberman A. E., Talianskii I. I., *O raspredelenii neitronov v sredah szadanimi svoistrami pri țilindricescoi granița razdela.* Atomnaia Energhia, **3**, *7* (1957).
21. Gulin A., *Vlianie uslovii izmerenii pri ocenke poristosti porod po dannim neintronnogo gama — metoda.* Iadernaia Gheofizika, Gostoptehizdat (1959).
22. Iordache S., *Contribuția metodelor radiometrice la cercetarea substanțelor minerale utile.* Tehnica nucleară, *7* (1963).
23. Iordache S., *Cercetarea mineralizațiilor auro-argentifere prin metode geofizice de sonde.* St. și cercet. de geologie, geografie și geofizică, **5**, *2* (1967).
24. Itoh T., *Pulse neutron well.* Logging, techniques, Tokyo, 1972.
25. Larianov V. V., Iadernaia gheologhia i gheofizica, Moscva, 1965.
26. Marquis G. I., Wichmann P. A. and Mills C. W., *Studies of Producing Rezervoirs with the Neutron — Liftime Log.* Journal of Petroleum Technologi, august 1961.

27. Migunov V. V., *Vozmojnosti primmenenia neitronnih metodov pri isledovania skvajin, rudnih, mestorojdenii*. Pricladnaia gheofizica, **30** (1961).
28. Poliacenco A. L., *Reşenie cracvoi zadaci teorii impulsnogo neintronogo carotaja*. Iadernaia gheofizica, Gostoptehizdat, 1963.
29. Poliacenco A. L., *Teoria nestaţionarnoi difuzii teplovih neitronov v dvusloinoi srede s ţilindricescoi graniţei razdela*. Izvestia Academii Nauc. S.S.S.R., s Gheofizicescaia, *4* (1964).
30. Poliacenco A. L. i Cantor S. A., *Asimtoticescoe po vremeni raspredelenie neitronov pri impulsnom neitronom carotaje*. Iadernaia gheofizica, 1963.
31. Peteu G. H., Şandru P., *Radioactivitatea aplicată în industria petrolului*, Editura tehnică, 1972.
32. Schlumberger, *Log Interpretation principles*. Paris, 1966.
33. Srebrodolskii D. M., Denisie I. P., Scolnicov D. C., *Osnovi metoda provedenia i interpretaţia materialov impulsnogo neitron—neitronogo carotaja*, Sbornic gheologov i soobşenii soveşania speţialistov S.S.S.R., 9 Octiabrskii, Moscova, 1968.
34. Talianskii I. I. *K teorii neitronogo carotaja*. Pricladnaia Gheofizica *25* (1960).
35. Tittle C. W., *Theory of neutron Logging, I*, Geophysics, **XXVI**, febr. (1961).
36. Tittle C. W., Allen I. S., *Theory of neutron Logging II*. Geophsics **XXXI**, *1*, febr. (1966).
37. Vlasov N. A., *Neitroni*, Gostoptehidat, Moscova, 1955.
38. Titlman N. J., Sherman W, Alger R. P., *The Sidewall epithermal neutron porosity log*. Journal of Petroleum Technology oct., 1966.
39. Similevici I. C., *Metodica activaţionogo analiz gornîh porod v sevajinîh usloviah*, Razvedca i razrabotca poleznîh iscopaemîh, gostopthehizdat, 1958.
40. Vozjennicov I. P., *K voprosu ob ispolzovanii iscustrennoi radioactivnosti pri razvedca marganţevîh rud*, Razvedocinaia i promîslovaia gheofizica, 1959.
41. Wahl J. S., Nelligam B., Freutrop A. N., Johnston C. W., *The Thermal Neutron Decay Time Log*, Paper Number S.P.E. 2252.
42. Wlichmann P. A., Webb P. W., *Neutron Activation Logging for Silican to Aluminium Ratios*. Journal of Petroleum Technology, **XII**, feb. (1970).
43. Schlumberger, *Log Interpretation Principlex*, New York, 1971.
44. Neguţ A., *Geofizica de sondă*, Institutul de petrol, gaze şi geologie, Bucureşti, 1972. (curs litografiat).
45. Voronov L., Crupnicov P., Curilenco F., Husnulin M., *Ispolzovanie generotora neitronov dlia controlia gazrazrabotca neftianîh mestorojdenii Tatarii*. Sbornic gheologov soobşcenii sovesania speţialistov S.S.S.R. 9 oct., Moscova, 1968.

LE STADE ACTUEL ET LES PERSPECTIVES DE DÉVELOPPEMENT DES MÉTHODES NEUTRONIQUES DE RECHERCHES DES SONDES

RÉSUMÉ

Après un bref rappel à quelques notions fondamentales sur l'interaction des neutrons avec la matiére, on expose les principes des diagraphies des neutrons.

Dans une première partie on présente les théories qui ont conduit à la réalisation des différents outils connus sous le nom de : neutrons-gamma, neutrons — neutrons lents, neutrons-neutrons épithermiques qui se sont révélés indispensables aux études de porosité.

D'autres diagraphies basée sur un bombardement neutronique sont utilisées couramment, ou sont en voie d'expérimentation, notamment : la diagraphie d'activations neutroniques, la spectrométrie des rayonnements gamma de capture, la diagraphie du chlore.

La mise au point des accélérateurs miniaturisés a permis la réalisation de sources émettant par impulsions des neutrons de 14 MeV.

Les travaux de nombreux chercheurs, et particulièrement celui de Poliachenco, ont permis de mettre au point une théorie rigoureuse, ce qui a conduit à la réalisation de différents outils ; la diagraphie de temps de relaxions neutronique, la diagraphie d'oxygène, la diagraphie de rayons gamma émis par diffusion non élastique des neutrons rapides, des diagraphies d'activation neutronique. Ces diagraphies feront l'objet d'un chapitre spécial car aucune d'elles n'est d'un usage courant à ce jour.

Toutes ces diagraphies permettront à l'avenir de satisfaire le premier but des diagraphies, à savoir determiner la nature et la composition des solides et des fluides.

REVISTE PUBLICATE ÎN EDITURA ACADEMIEI REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA

STUDII ŞI CERCETĂRI DE GEOLOGIE, GEOFIZICĂ ŞI GEOGRAFIE

— GEOLOGIE
— GEOGRAFIE
— GEOFIZICĂ
— GEOLOGIE

REVUE ROUMAINE DE GÉOLOGIE, GÉOPHYSIQUE ET GÉOGRAPHIE

— GÉOLOGIE
— GÉOGRAPHIE
— GÉOPHYSIQUE
— GÉOLOGIE

REVISTA STUDII ŞI CERCETĂRI DE GEOLOGIE, GEOFIZICĂ ŞI GEOGRAFIE — GEOFIZICĂ

publică studii şi cercetări originale, comunicări şi note din domeniile :

— gravimetrie,
— seismologie şi prospecţiuni seismice,
— fizica atmosferei şi meteorologie,
— geomagnetism şi aeronomie,
— electrometrie,
— prospecţiuni geofizice.

Manuscrisele se vor preda în două exemplare dactilografiate la două rînduri, iar formulele vor fi scrise clar şi citeţ cu cerneală, specificîndu-se pe margine sau prin sublinieri de diferite culori caracterele de literă sau semnele speciale. Nu se admit decît cel mult două corecturi de caractere de literă scrise cu tuş negru, pe o coală dactilografiată. Fiecare exemplar va fi însoţit de figuri şi de grafice, care se vor desena în tuş pe hîrtie de calc, de exemplificaţia figurilor, de tabele şi bibliografie. Indicaţiile bibliografice se vor da în următoarea ordine : numele complet al autorului, titlul revistei, volumul, pagina, anul (între paranteze). Pentru cărţi se vor da : titlul integral, editura, locul şi anul de apariţie.

LUCRĂRI APĂRUTE ÎN EDITURA ACADEMIEI REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA

V. IOANOVICI ş.a. Evoluţia geologică a Munţilor Metaliferi, 1969, 743 p., 40 pl., 55 lei.

TIBERIU MORARIU şi VALERIA VELCEA, Principii şi metode de cercetare în geografia fizică, 1971, 287 p., 2 pl., 250 lei.

I. PIŞOTA Lacurile glaciare din Carpaţii Meridionali. Studiul hidrologic, 1971, 168 p., 37 p., fig. 6 pl., 15,50 lei.

I. VELCEA (redactor responsabil) Piemontul getic. Studiu de geografie economică, 1971, 320 p., 20 pl., 28 lei.

ION S. GRUESCU Gruparea industrială Hunedoara—Valea Jiului. Studiu de geografie economică, 1972, 160 p., 4 pl., 10,50 lei.

IULIAN GAVĂT, RADU BOTEZATU şi MARIUS VISARION Interpretarea geologică a prospecţiunilor geofizice, 1973, 575 p., 9 pl., 41 lei.

ION IORDAN, PETRE GÎŞTESCU şi D. I. OANCEA Indicatorul localităţilor din România, 1974, 277 p., 55 lei

Atlasul Republicii Socialiste România Fascicula I, 1974, 8 pl., 200 lei, Fascicula II 1975, 12 pl., 200 lei.

CORNELIA GRUMĂZESCU Depresiunea Haţegului. Studiu geomorfologic, 1975, 148 p., 7 pl., 17,50 lei.

ELENA MIHAI Depresiunea Braşov, Studiu climatic, 1975, 211 p., 1 pl., 11,50 lei.

1977 08 07

St. cerc. geol., geofiz., geogr., GEOFIZICĂ, T. 14, Nr. 2, p. 165—316, Bucureşti, 1976

I.P.I. c. 1471

43867

Lei 40